

G

Geologické
práce

1349

3

ZPRÁVY 30

PRÁCE GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU D. ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEOLOGICKÉ PRÁCE

GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

Hlavný redaktor člen-korešpondent ČSAV D. Sc. Michal Maheľ

Redakčná rada: inž. Ján Burian, inž. Ivan Čillík, dr. Oto Fusán, dr. inž. Ján Kantor, doc. dr. Miroslav Kuthan, doc. dr. Jozef Švagrovský, dr. Ján Seneš, dr. Imrich Vaškovský

Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

Do 12. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1.

- Zošit 13. Andrusov: Geol. výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch.
„ 14. Maheľ: Geológia časti Strážovskej hornatiny.
„ 15. Lukniš: Poznámka ku geomorfológii beckovskej Brány a prilahlých území.
„ 16. Katyk—Kuthan: Výročné zprávy ŠGÚ v Bratislave za r. 1941, 1944, 1945.
„ 17. Sborník príležitostí päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova.
„ 18. Maheľ: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
„ 19. Katyk: Stavebné hmoty, list Piešťany.
„ 20. Andrusov: Zpráva o výskume nerastných surovín na Slovensku.
„ 21. Katyk: Stavebné hmoty, list Senec.
„ 22. Katyk: Stavebné hmoty, list Trnava.
„ 23. Seneš: Geologické štúdie terciéru juž. Slovenska.
„ 24. Aloiteau: Korály eocénu od Bojnických kúpeľov.
„ 25. Andrusov: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvky.
„ 26. Zorkovský: Bázičné eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska.
„ 27. Maheľ: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu.
„ 28. Kolbenhyer: O prácach s Nörngaardovým gravimetrom TNK 379.
„ 29.—38. Rozobrané.
„ 39. Ončáková: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. — Šalát: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín oblasti Hodruša—Vyhne.
„ 40. Seneš: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov vých. Slovenska na základe makrofauny.
„ 41. Kamenický J.—Kamenický L.: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. — Kantor: Diabázy juhoslovenského mezozoika. — Krystek: Alkalické vyveteliny na juhovýchodní Moravě.
„ 42. Koděra: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v B. Štiavnici. — Cambel—Valach: — Granitoidné horniny v M. Karpatoch.
„ 43. Buday—Čícha: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. — Mišík: I. Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum. — II. Sedimentárno-petrografické štúdium Poltárskej formácie. — Juránek: Příspěvek k hydrogeochemii vnitrokarpatského paleogénu magurského a vnějšího flyšového pásma na území sv. Slovenska.
„ 44. Matula: Prehľad úloh inžiniersko-geologického prieskumu.
„ 45. Kamenický J.: Serpentin, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria — Kamenický L. — Marková M.: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemerid. — Ivanov M. — Kamenický L.: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika M. Fatry. — Ivanov: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí.

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 30

PRAHE GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU D. ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEORGIJKA BRACE

1319



27,50 km^v

27/1964

OBSAH

	<i>Andarohá nchovina</i>	
1. Maheľ M.: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria		5
2. Gregor T.: Štruktúrno-geologické pomery veporíd a gemeríd SZ od Jelšavy	<i>Sp. g. rud.</i>	21
3. Žukov F. I.: Jedna z variant rozdělení svrchněpermských sedimentů <u>Spišsko-gemerského rudohoří</u>		39
4. Drnžík E. — Hudáček J.: Niekoľko poznámok k členeniu permu a werfenu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty	<i>Sp. g. rud.</i>	47
5. Varček C. — Krs M.: K určování stáří hematitových zrudnění v okolí Bôrky (Spišsko-gemerské rudohoří) na základě paleomagnetického výzkumu		55
6. Chmelík J. — Snopko L.: Využitie petrografických kritérií pri stratigrafii „pačanských vrstiev“ v západnej časti <u>Spišsko-gemerského rudohoria</u>		65
7. Ivanov M.: Styčná zóna gemeríd a veporíd ako prostredie vzniku sedimentárnych ložísk	<i>553.068.</i>	71
8. Václav J.: Príspevok ku geochemickej prospekcii Pb-Zn zrudnenia na ložisku Mária-Margita a v doline Dubiná — Drábska	<i>553.49(437.6) želez. či žiž. -peryer. mol.</i>	75
9. Klínek A. — Vrána St.: Kryštalínium v podloží neogénu — východne od Šurian	<i>Pod. m. z. ra</i>	81
10. Maheľ M.: Stratigrafia mezozoika Ružbašského ostrova	<i>Sp. magura.</i>	87
11. Salaj J. — Samuel O.: Mikrobiostratigrafia strednej a vrchnej kriedy z východnej časti bradlového pásma	<i>Ordoz. vrchovina 543.12(416.3:437.6)</i>	93
12. Salaj J. — Began A.: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma	<i>Ordoz. pohor. bařina</i>	113
13. Gross P.: Stratigrafia a litológia abu v bradlovom pásme medzi Bošácou a Moravským Lieskovým	<i>Bas. Karpaty</i>	121
14. Pešl V. — Hanzlíková E.: Vývoj solánských vrstev v <u>Moravskoslezských Beskydech</u>	<i>Sp. Beskydy</i>	127
15. Planderová — Pulec — Samuel — Váňová: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny	<i>Zvolen. kotlin. kar. ra</i>	147
16. Krystek I.: Kyslé tufity v burdigalu Bánovské kotliny	<i>Michal. kotlin.</i>	161
17. Forgáč J.: Zjavy postvulkanickej činnosti na východnom úpätí <u>Prešovsko-tokajského pohoria</u>		167
18. Čverčko — Ďurica — Rudinec: Niekoľko poznámok k veku vrchnej uhoľnej série v Podvihorlatskej uhoľnej panve	<i>Pod. uhoľ. pan.</i>	183
19. Planderová E.: Palynologický výskum modrokamenskej uhoľnej panvy	<i>Krupin. nchovina</i>	189

Podunajská -
Patešová má.

20. Kolosváry G.: Triassische Korallen aus der ČSSR	563.6 (116.1:437.6)	209
21. Marková M.: Litológia vulkanogénno-sedimentárnych hornín z okolia Štúrova		217
22. Radzo V.: Mineralogicko-chemický výskum keramických ílov od Pozdišoviec	549.623.9 (437.6)	235
23. Čičel B.: On the Problem of Bond Strenght of OH Group in Layer Silicates	549.611.6 (437.6)	249
Kronika		273

MICHAL MAHEL

NOVÉ POZNATKY O STRATIGRAFII A TEKTONICKOM POSTAVENÍ
HUMENSKÉHO POHORIA

Úvod

Humenské pohorie predstavuje najvýchodnejší rozsiahlejší mezozoický komplex centrálnych Karpát, vystupujúci uprostred treťohorných jednotiek pri vnútornej strane bradlového pásma. Je pretiahnuté v karpatskom smere (ZSZ—VJV), v dĺžke cca 12 km, v šírke 4—5 km. Zo západu je utaté priečnym zlomom, za ktorým vystupujú spod centrálneokarpatského paleogénu len menšie pretiahnuté ostrovy mezozoika, ktoré sú azda západným pokračovaním pohoria. Vo východnej časti sa pohorie stáča súbežne s ostatnými štruktúrami do JV smeru, a ponára sa pod vulkanický komplex Vihorlatu. Pokračovanie humenského mezozoika možno azda vidieť v navŕtaných súvrstviach v podloží mladšieho neogénu južne od Vihorlatu v oblasti Sejkova.

V koncepcii Karpát má Humenské pohorie osobitné postavenie, hlavne pokiaľ ide o vzťah centrálnych Západných Karpát a Východných Karpát. Niektorých osobitností jeho vývoja všimli si niektorí geológovia už dávnejšie, pričom sa tu uplatňovala snaha vidieť v nich členy, vystupujúce v západnejších jadrách (najmä v období prevahy tektonického smeru, t. j. koncom dvadsiatych až tridsiatych rokov). Týkalo sa to hlavne jurských a spodnokriedových súvrství pestrého zloženia, známych ako brekovský vápenec (P a u l 1870), ktorý sa považoval za jednotný komplex liasu. Osobitosť vývinu tohoto súvrstvia sa ukázala po rozpracovaní stratigrafie celého komplexu S t r ö m p l o m (1910) a jeho rozčlenení do triasu, jury a spodnej kriedy. I stredná krieda, preukázaná nálezom amonita *Pervinquieria inflata* S o w. (P a u l 1870) je do určitej miery osobitá, hlavne prítomnosťou zlepencových polôh vo vyšších častiach súvrstvia. Zvlášť zaujímavý je však vývin stredotriasových súvrství, hlavne bielych vápencov, ktoré stratigraficky naväzujú na vápence gutensteinského typu a považovali sa za ekvivalent wettersteinských vápencov, vyššie polohy s hluzami rohovcov za reiflingské vápence. Vďaka tomu sa v duchu príkrovovej koncepcie ponímal tento komplex ako

súčasť vyššieho subatranského, prípadne chočského príkrovu (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1928; A n d r u s o v 1936; R o t h 1940) a celé pohorie ako jedno z jadrových pohorí centrálnych Karpát. Zásadná zmena názorov nastáva po kritike príkrovovej koncepcie (M a h e l 1955). V danom prípade sa to odrazilo tak, že sa nastolila možnosť stratigrafickej náväznosti triasových vápencov a dolomitov na členy krížňanskej jednotky (M a h e l 1956; R o t h 1956) a tým ich prísľušnosti do jednej série s vyššími členmi Humenského pohoria, do série, ktorá hlavne na základe vývinu keupra a rétu už predtým bola začlenená ako krížňanská.

Podľa nových kritérií pri podrobnejšom rozpracovaní stratigrafie jurských a spodnokriedových členov i v tomto pohorí možno celý komplex mezozoika Humenského pohoria, vrátane stredotriasových členov zaradiť do skupiny plytkovodných kordilierových sérií, či západokarpatskej skupiny, v prvých prácach autora nepriliehavo označovaných ako jednotka (M a h e l 1959, 1961).

V tomto článku podávame nové stratigrafické poznatky hlavne o jurských a kriedových členoch a pokúšame sa o začlenenie Humenského pohoria do karpatského systému v súlade s terajším stavom našich poznatkov.

Stratigrafia

Najstarším členom mezozoika Humenského pohoria, vystupujúcim na povrch, sú lavicovité bieložilkované vápence gutensteinského typu, doteraz považované za aniské, mocné niekoľko desiatok metrov. Miestami sú viac, inde menej nepravidelne poprerastané dolomitickými vápencami a dolomitom. Smerom do nadložia prechádzajú do svetlošedých až bielych vápencov malej mocnosti, niekde prestúpených, obdobne ako tmavé vápence, hniezdami i polohami dolomitov. Na nich leží slabá poloha šedého dolomitu, ktorý oddeľuje stratigraficky bezprostredne mladšie šedé vápence s ojedinelými výskytmi hlúz tmavého rohovca. Opísané členy sa zaraďujú k strednému triasu. Do karnu sa zaraďuje komplex svetlých dolomitov, až 100 cm mocný, ktorý vytvára bezprostredné podložie karpatského keupra. Vzájomná stratigrafická náväznosť vápencovo-dolomitického komplexu a keupra vyplýva z polôh (až 0,5 m mocných) bielošedých až šedohnedých kremencov v najvrchnejších polohách dolomitov. Lokálne nad dolomitom je vyvinutá až 3 m mocná poloha bieleho, čiastočne organogénneho vápenca (R o t h 1956).

Karpatský keuper predstavuje až 100 m mocné súvrstvie nevápntých bridličnatých ílovcov, najčastejšie fialovočervených, šedozelených a žltkavých, ojedinele i čiernych. V spodných polohách sú častejšie lavice dolomitov (až 20 cm mocných) vo vyššej časti vložky hrubozrnných žltkavých i šedých kremencov.

Aj *rét* je tu zastúpený vo vývine známom v centrálnych Karpatoch, a to niekoľko metrov hrubým súvrstvím tmavošedých, slienitých, sčasti slabopiesčitých, tenkolavicovitých vápencov a lumachelových vápencov, s vložkami tmavých až čiernych ílovitých i slienitých bridličiek.

Stratigrafická príslušnosť súvrstvia je už dávnejšie preukázaná (H a u e r 1859; P a u l 1870) skamenelinami z niekoľkých lokalít, podstatne obohatenými novými nálezmi (K o c h a n o v á 1962): *Rhaetina gregaria* (S u e s s), *Spiriferina uncinata* (S c h a f h.), *Cyrtina austriaca* S u e s s., *Grammotodon bavaricus* (W i n k l.), *Chlamys valoniensis* (D e f r.), *Plicatula intustiata* (E m m r.), *Lopha haidingerina* (E m m r.), *Placunopsis alpina* (W i n k l.), *Modiolus minutus* (G o l d f.).

Lias. V bezprostrednom nadloží rétu vystupujú doskovité až lavicovité, tmavošedé, do hneďa zvetrávajúce krinoidové detritické vápence, v niektorých polohách jemnejšie, v iných hrubozrnnejšie, viac i menej piesčité, poprerastané hluzami rohovcov. Miestami sa nájdu uprostred nich aj vložky tmavších, tmavošedých slieňitých bridlíc a šedozelenkavých slieňov. Vo vyšších polohách sa sivé doskovité vápence častejšie striedajú s rohovcovými vápencami bohatšími na belemnity.

V najspodnejších častiach súvrstvia sa našla bohatá fauna lamelibranchiátov hetangu (určila Kochanová). Lokality: SZ svah hradného vršku Brekov, lomík Z od hradu Brekov, ľavý breh Laborca, SV od Brekova, grúň Lazíkani S od kóty 297, Chom pri Porubke: *Gervillia dunkeri* (T e r q u e m), *Pinna hartmanni* Z i e t, *Chlamys subulata* (M ü n s t.), *Chl. cf. jamoignensis* (T e r q.), *Lima (Plagiostoma) punctata* (S o w.), *Lima heptangiensis* (T e r q.), *Lima (Plagiostoma) hermanni* (V o l t z), *Lima (Plagiostoma) cf. compressa* (T e r q.), *Liostrea irregularis* (M ü n s t.), *Entolium calvum* (G o l d f.), *Plicatula (Harpax) heptangiensis* (T e r q.), *Gryphaea arcuata* (L a m.).

Nález skamenelín JV od kóty 497,8 m na vršku Chom: *Plicatula (Harpax) aff. laevigata* (O r b.), *Gryphaea cf. cymbium* (L a m.), *Eopecten tumidus* (H a r t m.), *Entolium disciformis* (S c h ü b l.), svedčí, že vyššie polohy súvrstvia siahajú až do stredného liasu.

Opísované súvrstvie je zo staršej literatúry známe ako grestenské vrstvy. Treba však zdôrazniť, že sa v podstate líšia (nevýrazná rytmičnosť, malý podiel bridlíc a naopak hojné rohovcové vápence) od súvrstvia flyšoidného typu, ktoré týmto názvom bežne označujeme v Západných Karpatoch.

Vyšší lias, doger a azda i najspodnejší malm zastupujú len málo metrov mocné, ružové, miestami až bielošedé hrubo i jemnozrné krinoidové vápence organodetritickej štruktúry, tvorené zväčša článkami echinodermát. Mikroskopicky vo vápencoch sú zriedkavejšie úlomky brachiopódov, ostne ježoviek a úlomky lamelibranchiátov; časté sú i ostrohranné úlomky kremeňa, uhličitanu a autigénne zrnká glaukonitu.

Skameneliny sa našli (profil na Lazíkani grúni) v najspodnejšom strednoliasovom horizonte (určili Pevný a Kochanová) a to: *Nucleata* sp., *Calcirhynchia plicatissima* (Q u e n s t.), *Grandirhynchia delmesis* (H a a s); ďalej v spodnodogerskom horizonte: *Rhynchonella mutans* R o t h p l., *Rh. fasciata* R o t h p l., *Zeilleria walcoti* (D a w.), *Terebratula cf. latilingua* R o t h p l., *T. cf. rubrisaxensis* R o t h p l., *Posidonia alpina* G r a s, *Oxytoma münsteri* (G o l d f.), *Chlamys cf. ambigua* (M ü n s t.).

Charakteristickým členom malmu sú ružovkasté, červenohnedasté vápence s jemnými litofaciálnymi odlišnosťami (bližšie pozri K u l l m a n o v á 1963). Naj-

častejšie sú to 2—3 m mocné, ružové, celistvé vápence s pozvoľným prechodom do podložných krinoidových vápencov. Ich štruktúra býva organodetritická, s ojedinelými článkami echinodermát, prípadne prierezmi lamelibranchiátov a lagenidných foraminifer; príznačné pre ne sú niekde hojnejšie, inde zriedkavejšie saccocomy. Z ich prítomnosti a z pozvoľného prechodu do podložných krinoidových vápencov súdime, že odpovedajú *oxfordu a kimeridžu*.

Vo vrchných polohách svetloružových celistvých vápencov v profile grúňa Lazikani (severne od Oreského) sa našli brachiopódy malmu (určil J. Pevný a M. Kochanová): *Nucleata bouei* Zeus ch., *Terebratula mitis* Suess, *T. bilimeki* Suess, *Pygope* cf. *diphya* Colonna, poukazujúce na vyššie stupne malmu. Obdobná fauna sa našla i v ružových vápencoch na vrchu Chom pri Porubke, a to: *Terebratula bieskidensis* Zeus ch., *T. bilimeki* Suess, *T. mitis* Suess, *Rhynchonella lacunosa* Quenst., *R. monsalvensis* Gill., *Pygope* cf. *diphya* Colonna, *Entolium* cf. *cingulatum* (Goldf.), *Camptonectes* sp., *Placunopsis elliptica* de Lor., *Liostrrea multiformis triangularis* (Dunk. — Koch), s ojedinelými, makroskopicky často viditeľnými článkami krinoidov, prierezmi aptychov a foraminifer, s charakteristickou globochetovo-vláčienkovou mikrofáciou a so saccocomami. V spodnejšej časti tohto profilu, patriacej azda *oxfordu*, vápence sú hrubolavicovité, celistvé, organogénnej štruktúry, s vláčienkovo-pseudoglobigerinovou mikrofáciou (Kullmanová 1963).

Na vršku jesenovského hradu malm zastupujú pľefovoručové vápence s hľuzami rohovcov, s globochetovo-foraminiferovou mikrofáciou a s hojnými radiolármi. Saccocomy (kimeridž) sú prítomné až v nadložných doskovitých, sivohnedých vápencoch, spolu s globochetami, kalcifikovanými radiolármi, článkami echinodermát s aptychmi. Vo všetkých uvedených typoch hranica voči titónu je často pozvoľná, litologicky nie všade výrazná.

Titón obyčajne zastupuje len 1—2 m hrubá poloha doskovitých, žltkastokrémových kalových vápencov, v iných profiloch bielych. V ich mikrokryštalickej až kalovej základnej hmote sú hojné kalpionely: *Calpionella alpina* a *C. elliptica*, prierezy aptychov a ojedinele úlomky echinodermát i prierezy ježoviek. Vo vrchnejších polohách pridružujú sa beriaské kalpionely *Tintinopsella carpatica*, globochety, radiolárie a ojedinele i nannokony. V niektorých profiloch titónu odpovedá najvrchnejšia časť sivohnedých celistvých vápencov, prípadne bielosivé vápence, vždy s typickou kalpionelovou mikrofáciou; zvlášť hojná je *Calpionella alpina* Lorenz.

Neokom sa najčastejšie vyznačuje striedaním masívnych až hrubolavicovitých i jemnozrnných, šedých až tmavošedých vápencov, výraznej bielosivej patiny, s polohami doskovitých až zbrzdičnatých šedých kalových slienitých vápencov, slieňov až slienitých bridlíc. Obidva typy hornín, hlavne masívnejšie vápence, sú prestúpené hľuzami i šošovkami, niekde vložkami čiernych a tmavošedých rohovcov. Bezrohovcová je obyčajne málo metrov hrubá poloha na spodku súvrstvia a miestami i hrubšie polohy slieňov. Podiel rohovcových vápencov a slieňov je premenlivý; v niektorých profiloch tvoria slieňe len vložky, 50—100 cm mocné, kým podstatnú masu tvoria masívnejšie a hrubolavicovité rohovcové vápence. Inde

sú až niekoľko desiatok hrubé súvrstvia slieňov, miestami len s ojedinelými rohovcami, ba i bez nich. Sliene mikroskopicky majú (Kullmanová 1963) obyčajne kalovoorganogénnu štruktúru, s hojnými nannokonmi; prítomné sú i *Globochaete alpina*, *Lenticulina* sp., ojedinele články echinodermát a zrnká kremeňa. Vápence majú obyčajne štruktúru mikrokryštalickú, chudobnejšiu na mikroorganizmy; obsahujú zrnká klastického kremeňa i pyritu.

V spodných polohách v malom opustenom lome pri Brekove našli sme bohatú faunu amonitov spodno až strednovalanžskú, ktorú spracoval Eristavi (1961): *Spiticeras* cf. *tenuicostatum* Dj., *Sp. cf. subguttatum* Dj., *Sp. correardi* Kil., *Sp. killiani* v. *elegans* Dj., *Negrelicerias subnegreli* Dj., *Neocomites* cf. *trezanensis* Lory., *N. neocomiensis* Orb., *N. cf. neocomiensis* Orb. var. *prevolica* Sayn., *Haploceras* cf. *grassi* Orb.

V neokomskom súvrství sú dosť často i belemnity; druh *Hibolites subfusiformis* uvádza už Paul (1870).

Vyššie polohy neokomu zastupujú lavicovité i doskovité sivé a tmavosivé vápence, často slienité, podobné spodnoneokomským, ale obyčajne hustejšie poprastané šošovkami čiernych vápencov. Rohovcové vápence z najvyšších polôh pri Brekove v bezprostrednom podloží vrchnoaptských slieňov mikroskopicky majú organodetrítickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou a s množstvom prierezov globigerín a foraminifer.

Ide prevažne (určil Salaj) o formy aptu: *Hedbergella roberti* (Gandolfi), *H. trocoidea* (Gandolfi), *H. infracretacea* (Glaessner), *Biticinella breggiensis* (Gandolfi), *Planomalina* (*Globigerinelloides*) sp., *Leupoldina-protuberans* Bolli, *Anomalina* (*Gavelinella*) *barremiana* Bettenstaedt, *Epistomina spinulifera polypoides* (Eichenberg), *Anomalina* (*Anomalina*) *djaffarovi* Agalarova, *Discorbis wassoewiczii* Djaffarov — Agalarova, *Planomalina* (*Planomalina*) *cheniorenensis* (Sigal), *Anomalina* (*Gavelinella*) *rudis* Reuss, *Vaginulina* sp. V hornine sú prítomné i drobné zrnká kremeňa, globulky pyritov a ojedinele i autigénne zrnká glaukonitu.

Najvyšším členom mezozoika Humenského pohoria je až niekoľko sto metrov mocné súvrstvie slienitých bridlic, slieňovcov a vápnitých pieskocov (Leško 1953). V spodnejších polohách sú zastúpené prevažne tmavošedé, šedomodrasté vápnité ílovce, bridlice a sliene; niektoré polohy sú slabo piesčité, sludnaté; lavice jemnozrnných pieskocov a piesčitých vápencov vystupujú podradne.

Mikrofauna z bazálnych častí šedých slieňov v záreze potoka pri južnom okraji Brekova poukazuje na vrchnoaptský vek (určil Salaj): *Hedbergella roberti* (Gandolfi), *Discorbis wassoewiczii* Djaffarov — Agalarova, *Anomalina* (*Gavelinella*) *barremiana* Bettenstaedt, *Lenticulina* div. sp., *Epistomina spinulifera polypoides* (Eichenberg), *Anomalina* *djaffarovi* Agalarova, *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi).

Spodnejšie polohy súvrstvia obsahujú často mikrofaunu spodného albu (Salaj): *Hedbergella roberti* (Gandolfi), *H. trocoidea* (Gandolfi), *Ammodiscus tenuissimus* (Gumbel), *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Discorbis wassoewiczii* Djaff. — Agal., *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* Reuss, *Arenobulimina torula* Tappan, *A. paynei* Tappan, *Lenticulina* div. sp.

Vyššie polohy slieňov vykazujú mikrofaunu stredného albu: *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* Reuss, *Arenobulimina torula* Loeblich, *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. roberti* (Gandolfi), *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Vaginulina* sp., *Bigenerina compla-*

nata Reuss, *Lenticulina* (*Lenticulina*), dáv. sp., *Arenobulimina paynei* Loeblich, *Hedbergella globigerinellinoides* (Subb.), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss). V súvrství slieňových bridlíc a slieňovcov je už dávno známy albský amonit *Pervinquieria inflata* (Sow.) (Paul 1870).

Smerom do nadložia stúpa piesčitosť, takže vyššie polohy súvrstvia majú pelitickú a psamitickú zložku v rovnováhe, prípadne pieskovce prevládajú. V polohách slieňov s vložkami tenkovrstevnatých vápencov je mikrofauna stredno až vrchnoalbská (Salaj): *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (Gandolfi), *Hedbergella globigerinellinoides* (Subbotina), *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* Reuss, *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Hedbergella roberti* (Gandolfi), *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Textularia topagorukensis* Tappan, *Rhizammina* cf. *indivisa* Brady, *Lenticulina* sp.

Od Jesenova je známy i zlepenčovo-pieskovcový vývoj s hrubozrnnými pieskovcami a pieskovcovými i brekciovitými masívnymi zlepenkami. Valúny sú (1 cm až veľkosti ľudskej hlavy) zväčša dokonale oválané. Ich zloženie poukazuje na pôvod z kryštalinika a z mezozoika Humenského pohoria (Leško 1953): apliticko-albitická žula, pyroxenický epidiorit, porfyrický mikrogranit, silne premenné porfyryty, metamorfovaný kremitý pieskovec, vápnité pieskovce, triasové vápence, svetlošedé dolomity, svetlé neokomské vápence, liasové piesčité vápence, jurské červené vápence, čierne rohovce, ružovkasté kvarcitické pieskovce, kremeň a drobnozrnné kremité zlepenky (asi karbónske). Tmel brekciovitých zlepenčov je hrubopiesčitý až zlepenčový, u pieskovcových zlepenčov piesčito-vápnitý, u pieskovcov obyčajne vápnitý. Mikrofauna z flyšového súvrstvia v bezprostrednom podloží exotických zlepenčov poukazuje (podľa Salaja) na stredný až vrchný alb: *Hedbergella roberti* (Gandolfi), *Rhizammina* cf. *indivisa* Brady, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Trochammina* sp., *Glomospira gaultina* (Berthelin), *Hyperammina* cf. *nodata* (Grzybowski).

Mezozoikum tzv. vysokotatranského pásma

1–2 km severne od okraja Humenského pohoria spod paleogénu hrebeňa Sokola vynoruje sa nevelký odkryv jurských a spodnoneokomských členov na ľavom brehu potoka Ptáva. Z protilahlej západnej strany vŕšku nad dolinou Jesenovského potoka vo väčšom lome sú zas odkryté mladšie spodnokriedové členy. V oboch odkryvoch vidno stratigrafický sled jurských a spodnokriedových členov série, zaradenej Leškom (1953) k vysokotatranskému pásmu.

Najspodnejšiu časť odkryvu charakterizujú hnedasté až ružovkasté celistvé vápence, prestúpené hrubými kalcitovými žilkami. Tie pozvoľne prechádzajú do ružovopleťových, hrubo až drobnozrnných krinoidových vápencov, miestami celistvých, vo vrchných častiach s hľuzami rohovcov. Mikroskopicky vykazujú organodetritickú štruktúru a značné množstvo článkov echinodermát; hľuzy rohovcov obsahujú početné prierezy ihlíc húb, vyplnených chalcedónom. Vo vrchnej časti je 1,5–2 m poloha celistvých lavicovitých až doskovitých vápencov s ojedinelými rohovcami. Nasleduje 4–5 m hrubé súvrstvie doskovitých (10–30 cm mocné

dosky) sivých radioláriových vápencov a radiolaritov s tenkými (cca 1 cm) preplástkami slienitých bridlíc. Radiolarity majú organogénnu štruktúru so silicifikovanými radioláriami. Radioláriové vápence obsahujú vedľa kalcifikovaných radiolárií i globochety (Kullmanová 1963). Súvrstvie radiolaritov a radioláriových vápencov, ako vidieť, tvorí iba šošovky uprostred vápencov (Leško 1953), ale osobitný stratigrafický horizont.

Bezprostredne vyššia (1–2 m mocná) poloha celistvých svetloružových vápencov je husto prestúpená sieťou bielych kalcitických žiliek. Má organogénnu štruktúru, v spodnejšej časti s globochetovo-vláčienkovou mikrofáciou, vo vrchnejšej globochetovo-saccocomovou. Ojedinele sú v nich články echinodermát, prierezy aptychov, *Stomiosphaera* a foraminifery typu *Lenticulina* (Kullmanová 1963).

Titón — spodný neokom zastupuje súvrstvie sivých až sivohnedých bridličnatých slienov a doskovitých slienitých vápencov. V ich vrchnej časti sú roztrúsené hľuzy tmavých rohovcov. Charakteristickou pre ne je kalpionelová mikrofácia, v spodnej časti s *Calpionella elliptica* Cadisch, zriedkavejšie *Globochaete alpina* a kalcifikované radiolárie. Vyššia, beriaská časť súvrstvia má kalpionelovonannokonovú mikrofáciu s *Tintinopsella carpatica* Murgeanu — Filipescu, *Calpionellites* sp., *C. darderi* Colom, *C. cadischiana* Colom., *Tintinopsella oblonga* Cadisch a s nannokonami.

Vyššiu časť neokomu zastupujú čierne slienité vápence až bridlice, tektonicky silne stlačené, s množstvom radiolárií, a foraminifer (určených Salajom z výbrusového materiálu): *Clavhedbergella subcretacea* (Tappan), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Anomalina* (*Gavelinella*) sp., *Hedbergella* cf. *trocoidea* (Gandolfi), *H.* cf. *roberti* (Gandolfi), *Planomalina* (*Globigerinelloides*) sp.

Najmladším členom profilu je mohutné súvrstvie sivých až tmavosivých jemnozrnných vápencov, prestúpených kalcifikovanými žilkami. Vápence majú organodetrítickú štruktúru, s hojnými mikroorganizmami: globigeriny, orbitolíny, *Globochaete alpina*, *Textularia* sp., *Spirulina* sp., články echinodermát, ostne ježoviek a úlomky schránok lamelibranchiátov. Vo vápencoch možno konštatovať nannokonovú mikrofáciu (Kullmanová 1963); sú čisté (chemická analýza: 97,28 % CaCO₃, 2,60 % MgCO₃ a len 0,37 % nerozpustného zvyšku). Klastické súčiastky sú len ojedinele zastúpené zrnkami kremeňa; výplň globigerinových komôrok často tvorí glaukonit.

Niektoré členy opísaného profilu sa líšia od mezozoika Humenského pohoria, hlavne vývin pravdepodobne vrchného dogeru až spodného malmu, zastúpeného radiolaritmi. Stratigrafické rozpätie ružových krinoidových vápencov je zrejme menšie ako v samotnom Humenskom pohorí. Tým však opísaná séria predstavuje hlbokomorskejší typ než ostatné mezozoikum, a nie naopak, ako sa súdilo, kým nebola precíznejšie prepracovaná stratigrafia popisovaných jednotiek.

Odlíšný je i vývin *vyššieho neokomu* tejto série, blízky sérii vysokotatranskej. To zrejme viedlo Leškú (1953) k tomu, že tento severnejšie rozložený komplex zaradil k vysokotatranskému pásmu. Podľa nových kritérií (M a h e I 1959, 1962) prichádza nám zaradiť do systému západokarpatských sérií aj mezozoikum Humenského pohoria i opísanej severnejšej štruktúry.

Z uvedenej charakteristiky vyplýva osobitosť vývinu vápencovo-dolomitického komplexu stredného a vrchného triasu. Ich väzba s mladšími členmi je hlavne tektonicky tak výrazná, že sotva možno pochybovať o ich spolupatričnosti k tej istej sérii, zvlášť ak uvážime, že biele vápence podobných typov sú známe aj z iných sérií tejto skupiny (napr. vysocká séria; M a h e I 1959). Vývin spomínaných členov súvrstvia sa len zdanlivo zhoduje s členmi vyšších príkrovov, ale sled súvrstvia je zásadne odlišný. Karpatský keuper i rét majú obvyklý vývin, rozšírený hlavne v sériách krížňanskej jednotky, ojedinele pravda i v obalových sériách (napr. žiarska). Vývin jurských členov má všetky znaky sérií kordilierového typu, t. j. sérií západokarpatskej skupiny, čo v podstate platí i o vývine spodnej kriedy s tým, že jej špecifičnosť tkvie v striedaní slieňov, s polohami masívnejších rohovcových vápencov. Vývin albu, v spodnejších polohách pelitickejší, pripomína viac obalové série. Zaujímavý je miestami výskyt vrchnoaptskej mikrofauny v najspodnejších polohách súvrstvia. Zlepence svojou petrografickou povahou i priestorovým a stratigrafickým rozložením pripomínajú zlepence orlovského typu manínskej série na strednom Považí.

*

Hodnotiac mezozoikum Humenského pohoria pod zorným uhlom terajších našich poznatkov, dochádzame k záveru, vyslovenému už pred niekoľkými rokmi (M a h e I 1959), že jednotlivé litofácie i ich genetický komplex, t. j. celú sériu treba zaradiť do skupiny sérií kordilierového typu (či západokarpatskej). Pritom treba zdôrazniť, že tak ako v iných sériách tejto skupiny, i v sérii humenského mezozoika (či v humenskej sérii) má niekoľko členov vývin špecifický iba pre ňu. Také sú v prvom rade vápencovo-dolomitické komplexy stredného triasu až karnu a vývin neokomu a čiastočne i albu. Ešte raz zdôrazňujeme, že *mezozoikum Humenského pohoria predstavuje jednotný stratigrafický komplex — jednu sériu*. Už terajšie naše poznatky o zmenách vývinu malmu a čiastočne i neokomu ukazujú, že podobne ako v iných pohoriach u sérií tohto (kordilierového) typu, i v Humenskom pohorí, teda v humenskej sérii, treba počítať s niekoľkými vývinmi. Ovšem zdôrazňujem, že naše poznatky sú výsledkom detailného štúdia len z niekoľkých lepšie odkrytých profilov, vcelku neďaleko od seba rozložených. Ale rovnako ony, ako aj orientačné pochôdzky po celom pohorí nás však oprávňujú k názoru, že pri podrobnom spracovaní pod zorným uhlom doterajších poznatkov ukážu sa výraznejšie rozdiely v litologicko-stratigrafickej náplni jednotlivých tektonických štruktúr, čiže odlišné vývinu v tej istej humenskej sérii.

Najsevernejšia štruktúra s vyšším liasom, a azda i spodným dogerom, sa nevymyká z rámca humenskej série, má však odlišný vývin vrchného dogeru, spodného malmu i spodnokriedových členov. Takéto odlišné výviny, hlavne pokiaľ ide o spodnokriedové členy i o radiolaritové súvrstvia, sú však bežné v sériách západokarpatskej skupiny. Severná štruktúra, prvé zaradená k vysokotatranskej sérii, azda predstavuje jeden zo vzdialenejších vývinov humenskej série. Pravda, netreba zabúdať, že doterajšie poznatky o nej opierajú sa o púhe dva odkryvy, ktoré dokonca neobsahujú ani všetky členy série.

Tektonika

Humenské pohorie predstavuje zložitú megaantiklinóriu, pretiahnutú v karpatskom smere. Jeho ústrednú časť budujú triasové súvrstvia, hlavne vápencovo-dolomitické komplexy, zvrásnené do niekoľkých štruktúr. V niektorých profiloch možno sledovať až 4 paralelne prebiehajúce šúpiny, oddelené od seba mladšími členmi nerovnomerného zastúpenia a hrúbky. Tieto predstavujú výplň synklinál, miestami viac, inde menej vyvalcovaných, s uplatnením sa lokálnych pohybov. Styk jednotlivých súvrství je obyčajne tektonický (pozdĺž tektonických línií sekundárneho významu), často so sklonom k JJZ. Podľa Rotha (1956) na stavbe sa výraznejšie uplatňuje pozdĺžny primárny zlom, pri južnej strane ktorého sa stýka stredotriasové ústredné pásmo pohoria s rôznymi členmi — s liasom, keuprom, neokomom až albom. Tento zlom delí totiž pohorie na južnú a severnú časť. Celkovo jadro robí dojem megaantiklinály prevrátenej k severu. Smerom na V pri styku s vulkanickým komplexom Vihorlatu zaznamenáva jadro osovú depresiu. Na stavbe sa tu podstatne viac podieľajú mladšie členy. Ich hlavná masa je však rozložená na severnom krídle, menej na južnej strane megaantiklinória. Zložitá stavba celého pohoria, a najmä severnej časti, zreteľne vyplýva už i z podrobnej geologickej mapy Rotha (1956). Rozloženie mladších členov (na Rothovej mape pojatých ako jednotný kartografický celok — doger až apt) poukazuje na podstatne väčšiu pesterosť stavby. Vystupuje tu niekoľko štruktúr vo forme pretiahnutých šúpín. Jednotlivé súvrstvia, hlavne menej plastické, sú najčastejšie vztýčené, lokálne dokonca prevrátené k severu. Miestami v niektorých profiloch uplatňuje sa tektonická selekcia s nabubrovaním jedných a vytláčaním iných členov, s častým vzájomným tektonickým zastupovaním masívnejších komplexov rôznej stratigrafickej hodnoty uprostred plastickejších más, hlavne keupra a rétu.

Význačnú úlohu pri stavbe zohrali priečne zlomy smeru SV—JZ až S—J. Takýto zlom utína pohorie z jeho západnej strany; západne od neho vynorujú sa už len malé ostrovky mezozoika zväčša stredotriasových vápencov, dolomitických vápencov a dolomitov (JV od Hudácoviec, spolu s keuprom medzi Tovarným a Ruským Kazimirom, v doline Ondavy; JZ od Maťašoviec sú i východy svetložedých lavicovitých až doskovitých vápencov a šedých slieňov spodnej kriedy). Útržkovité odkryvy stredotriasových vápencov a dolomitických vápencov a lia-

sových ružových vápencov v smernom pokračovaní Humenského pohoria ďaleko na Z sú i v okolí Pavloviec (Leško 1953) Styk mezozoika Humenského pohoria s vulkanickým masívom Vihorlatu je tiež sčasti tektonický; nasvedčujú tomu priečne zlomy vo východnej časti pohoria (Matějka 1962). Výskyty mezozoika S od Humenského pohoria, považované Leškom (1953) za vysoko-tatranské pásmo, predstavujú úzky antiklinálny pruh, tektonicky vztýčený — severnejšiu okrajovú štruktúru mezozoika v blízkosti bradlového pásma, svojím tektonickým postavením veľmi analogickú manínskemu pásmu stredného Považia.

Rozbor tektonickej stavby Humenského pohoria i charakteristika stratigraficko-faciálnych pomerov svedčia o príslušnosti opísaného komplexu k jednej tektonickej jednotke vyššieho radu. Na jej stavbe sa zúčastňujú všetky členy od stredného triasu po alb, podobne ako v iných pohoriach centrálnych Karpát. Tektonický štýl s hojnými vztýčenými šupinami je dosť charakteristický pre série západokarpatského typu, hlavne pre tie, ktoré patria krížňanskej jednotke. V našom prípade je však ťažko jednoznačne posúdiť, či ide o jednotku krížňanskú, alebo obalovú, lebo vzťah mezozoika Humenského pohoria k podloziu je neznámy.

Postavenie Humenského pohoria

Zo stratigrafického rozboru nám vyplynul záver o existencii jedinej stratigraficko-faciálnej mezozoickej jednotky Humenského pohoria, jednotky vyššieho radu, ktorú sme nazvali humenskou sériou, s niekoľkými vývinmi, resp. jednotkami nižšieho radu. Jej litologicko-stratigrafická náplň (so známym rozpätím anis—alb) zapadá do rámca sérií západokarpatskej skupiny, teda sérií s vývinom jury a spodnej kriedy kordilierového typu. Osobitosti vývinov niekoľkých členov, hlavne strednotriasových a kriedových, signalizujú, že ide o typ síce centrálnokarpatský, avšak do istej miery „okrajový“ (rovnako ako vysoká séria v Malých Karpatoch).

Z rozboru tektonických pomerov vyplynulo, že na stavbe Humenského pohoria sa podieľa iba jedna tektonická jednotka vyššieho radu. Určité odlišnosti vývinu niektorých členov v jednotlivých štruktúrach a tektonická pesterosť závisia aj od členitosti pôvodného sedimentačného priestoru. Zatiaľ sa nedalo rozhodnúť, či ide o jednotku obalovú alebo krížňanskú. Dalo by sa tu argumentovať s tým, že to súvisí s nedostatočným vynorením (zdvihom) megaantiklinória Humenského pohoria, odlišného od iných jadrových pohorí; lenže už aj túto odlišnosť nemožno vidieť iba v amplitúde zdvihu, prejavuje sa zreteľne i v nedostatku zliechovskej série a sérií chočskej jednotky. Tieto série na povrch nikde nevystupujú a je málo pravdepodobné, žeby sa nachádzali pri okrajoch megaantiklinória v podloží paleogénu. Treba si totiž uvedomiť, že v ostatných jadrových pohoriach paleogén leží spravidla transgresívne na sériách chočskej jednotky. Toto však neplatí pre východnú časť Vysokých Tatier a pre pohorie východnejšie od nich rozložené. Nedostatok sérií chočskej jednotky i typickej zliechovskej série treba teda považovať

za špecifický znak východných jadier už i preto, že sa s nimi nestretávame ani v jadrovom pohorí Braniska a Čiernej hory. Táto odlišnosť stavby východných jadrových pohorí má zrejme svoje príčiny v odlišnosti tvaru východnej časti centrálnokarpatskej geosynklinály v priebehu jej vývinu v období mezozoika.

Poznatky o mladopaleozoických členoch východného Slovenska nás však presvedčujú, že táto odlišnosť východných jadrových pohorí má starší pôvod. Sotva 15 km južne od vnútorného okraja Humenského pohoria pri Pozdišovciach v podloží neogénu sa navráta karbónska séria s prevahou fylitov a fylitických a piesčitých bridlíc s vložkami vápencov (podľa Fusána). Prevládajúci pelitický ráz súvrstvia s polohami vápencov sa zásadne líši od doteraz známeho charakteru karbónu jadrových pohorí. Odlišný vývoj vykazujú i mladopaleozoické komplexy, vystupujúce na povrch v Zemplínskom ostrove, asi 40 km od vnútorného Humenského pohoria. Tento rozsahom nevelký výskyt sa doteraz väčšinou považoval buď za pokračovanie Braniska (U h l i g 1902; M a t ě j k a 1961), alebo Spišsko-gemerského rudohoria (K l í r 1962). Táto predstava je však ovplyvnená doterajšou koncepciou a názorom o pokračovaní jednotiek zo Západných Karpát k východu. Ak si však bližšie všimneme základné rysy stavby Zemplínskeho ostrova a vývoja jeho jednotlivých členov (a uvedomíme si, že každé vývojové obdobie má fácie preň charakteristické, t. j. subalterná zákonitosť), potom zistíme, že i stavba Zemplínskeho ostrova sa výrazne líši od iných jadrových pohorí. Už karbón i spodný perm majú výviny, ktoré nielen mocnosťou, ale i stratigraficko-litologickou náplňou, pripomínajú výviny mimo karpato-alpskej oblasti (B o u č e k — P ř i b y l 1960). Aj paralelizácia vápencovo-dolomitických komplexov stredného triasu s ktorýmkoľvek pásom centrálnych Karpát zdá sa mi násilnou, neprirodzenou, i keď sa tieto komplexy nevymykajú z vápencovo-dolomitckej formácie, typickej pre stredný trias alpínskej i platformnej Európy. Mladopaleozoické členy Zemplínskeho ostrova i v karbóne, zastihnutom vo vrte pri Pozdišovciach, svedčia o odlišnom vývoji i stavbe týchto jednotiek východného Slovenska.

Z vyššie uvedených aspektov Humenské pohorie sa nám javí ako okrajová časť centrálnych Karpát — východný okraj jedného, centrálnokarpatského ohnivka alpsko-karpatskej sústavy. V dôsledku toho sú potom pochopiteľné i určité špecifické zjavy v stavbe mezozoika. Táto osobitosť, zvýraznená morfológicky i odlišnosťou najmladšieho vývinu, má svoj pôvod už v osobitnom vývine mladšieho paleozoika. Z našich záverov potom vyplýva, že východne od hornádskeho zlomu, čiastočne už východne od muránsko-vernársko-podtatranskej zlomovej sústavy treba počítať s iným štruktúrnym plánom mladopaleozoických, mezozoických i mladších jednotiek. Preto by bolo nesprávne vidieť vo vyskytujúcich sa karpatských faciách v podloží mladších útvarov pokračovanie tej alebo onej centrálnokarpatskej jednotky. Určité fácie sú totiž charakteristické pre celé alpsko-karpatské pásmo, ako dôsledok zákonitosti vývinu vyššieho radu. Individuálne rysy stavby i litologicko-stratigrafická náplň jednotiek je však odlišná.

Pre východné Slovensko je pozoruhodná i morfológická anomálnosť, prejavujúca sa smermi tektonických línií, rozložením Prešovsko-tokajského vulkanického pohoria i malým zdvihom starších jednotiek.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda, Bratislava. — [2] Andrusov D. — Matějka A., 1929: O humenskom útesu. Věstník SGÚ, V, 437, Praha. — [3] Bouček B. — Přebyl A., 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. Geol. práce, Zoš. 52; Bratislava. — [4] Eristavi M. S., 1961: Nekotoryje nižnemelovyje golovonogije centralnych Karpat. Geologické práce, Zprávy 21; Bratislava. — [5] Klír S., 1962: Zur Tektonik der Karboninsel bei Zemplín in der Ostslowakei. Acta geologica VII/3-4; Budapest. — [6] Kochanová M. — Rakús M. — Sibilík M., 1961: Zpráva o biostratigr. vyhodnotení fauny vo faciách liasu Strážovskej hornatiny, Humenského pohoria, Vysokých Tatier, Inovca, Veľkej a Malej Fatry. Rukopis: Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [7] Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geologický sborník IV/1-2; Bratislava. — [8] Maheľ M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe Centrálnych Západných Karpát. Geologické práce, Zprávy 3; Bratislava. — [9] Maheľ M., 1956: Problémy geologickej stavby Východného Slovenska. Prednáška na X. sjazdu Čsl. spol. pre mineralógiu a geológiu. — [10] Maheľ M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. práce, Zoš. 51; Bratislava. — [11] Maheľ M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geologické práce, Zoš. 55; Bratislava. — [12] Maheľ M., 1962: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. Geologické práce, Zoš. 62; Bratislava. — [13] Matějka A. — Leško B., 1954: Flyš a vnútorné pásmo bradlové na východnom Slovensku medzi Hanušovci a Humenným. Geologický sborník, IV/1-2; Bratislava. — [14] Matějka A., 1961: Vysvetlivky k listu generálnej mapy, List Košice. Rukopis; Geofond, Praha. — [15] Paul C. M., 1870: Das Gebirge von Homonna. Jahrbuch d. k. k. geol. RA. XX, Wien. — [16] Strömpl G., 1909: A zemplénmegyei szirthegeység morfológiája. (Morfologie zemplínskeho bradlového pohorí.) Földrajzi Közlemények, Budapest. — [17] Roth Zd., 1956: Geologie humenského pohorí na východním Slovensku. Geologické práce, Zprávy 8; Bratislava. — [18] Uhlig 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig.

MICHAL MAHEL

NEUE ERKENNTNISSE ÜBER DIE STRATIGRAPHIE UND TEKTONISCHE STELLUNG DES GEBIRGES HUMENSKÉ POHORIE

Das Gebirge Humenské pohorie stellt den am östlichsten liegenden mesozoischen Komplex von Zentralkarpaten vor. Daraus ergibt sich seine besondere Stellung im Rahmen der Karpaten, besonders bei der Beurteilung der Beziehung der zentralen Westkarpaten zu den Ostkarpaten. Einige Besonderheiten dieses Gebirges waren bereits seit längerer Zeit bekannt; im allgemeinen aber neigte man sie für Glieder des in den westlicheren Kernen auftretenden Komplexes zu halten. Das bezog sich vor allem auf die jurassischen und unterkretazischen bunten Schicht-

folgen — bekannt unter der Bezeichnung Brekov-Kalkstein (P a u l 1870) — die man für einen einheitlichen Lias-Komplex hielt. Die Eigenartigkeit dieser Schichten zeigte sich nach eingehendem Studium des ganzen Komplexes durch S t r ö m p l (1910), in dem die Trias-, Jura- und Unterkreide-Schichten ausgegliedert wurden. Besonders interessant ist die Entwicklung der Mitteltrias, hauptsächlich der weissen Kalke, die stratigraphisch an die Gutenstein-Kalke anknüpfen. Man hielt sie für äquivalent mit Wetterstein-kalken, die höheren Lagen mit Hornsteinknollen wiederum für Reiflinger Kalke. Infolge dessen hielt man diesen Komplex im Sinne der Deckenkonzeption für einen Teil der höheren subalpinen, bzw. Choč-Decke (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1928; A n d r u s o v 1936; R o t h 1940) und das ganze Gebirge für eines der zentralkarpatischen Kerngebirge.

Kritische Einstellung zur Deckenkonzeption (M a h e l 1955) führte in diesem Falle dazu, dass man die stratigraphische Anknüpfung der Triaskalke und Dolomite an die Glieder der Krížna-Einheit (M a h e l 1956) und somit auch ihre Zugehörigkeit zu einer Serie mit höheren Gliedern des Gebirges Humenské Pohorie, und zwar zur Serie, die vor allem auf Grund der Keuper- und Rhätentwicklung schon vorher zur Krížna-Serie (R o t h 1956) eingegliedert wurde, für möglich hielt.

Nach eingehendem Studium der Jura- und Unterkreide-Glieder konnte man auch in diesem Gebirge den ganzen mesozoischen Komplex (incl. der Mitteltrias) in die Gruppe der kordilierenartigen Flachseeserien, oder der sog. westkarpatischen Serien-Gruppe (in früheren Arbeiten nicht ganz zutreffend als Einheit bezeichnet; siehe M a h e l 1959, 1961) eingliedern. Während die Triasschichten bereits eingehend beschrieben sind (Z. R o t h 1956), wollen wir in diesem Artikel einige neue Erkenntnisse vor allem aus dem Jura und der Kreide übermitteln und versuchen, den ganzen Gebirgskomplex von Humenské Pohorie im Einklang mit diesen neuen Erkenntnissen in den Rahmen des karpatischen Systems einzugliedern.

Lias: im unmittelbaren Hangenden des Rhät (übliche „karpatische“ Entwicklung) treten plattige bis bankige dunkelgraue detritische, fein bis grobkörnige Krinoidenkalke, mehr oder weniger sandige, mit Hornsteinknollen auf. Stellenweise sind darin auch Einlagerungen von dunkleren Mergelschiefeln und graugrünen Mergeln. In den höheren Lagen wechseln die plattigen Kalke mit Hornsteinkalken ab, in welchen Belemniten reich vorkommen. In den unteren Lagen hat man eine reiche Lamellibranchiatenfauna des Hetetangien, in den höheren Lagen die Fauna des Lias gefunden (Faunenliste siehe im slowakischen Text, S. 7).

Der höhere Lias, Dogger und vielleicht auch der unterste Malm ist durch etwa einige Meter mächtige, rosarote, örtlich bis weissgraue Krinoidenkalke organodetritischer Struktur vertreten, die meistens aus Echinodermenrelikten und der Mittellias- (untere Lagen) bis Dogger-Fauna zusammengesetzt sind.

Als charakteristisches Glied des Malm kommen rosarote und rotbräunliche Kalke mit feineren biofaziellen Abweichungen (siehe A. K u l l m a n o v á 1963). Am häufigsten vertreten sind etwa 2—3 m mächtige rosarote kompakte Kalke, die allmählich in die liegenden Krinoidenkalke übergehen. Die Anwesenheit der Saccocoma-, in den höheren Lagen auch der Brachiopoden- und Lamellibranchiatenfauna weist auf ihre Zugehörigkeit zum Kimmeridge hin.

Tithon vertritt nur etwa 1—2 m mächtige Lage plattiger cremegelben, oder weissen Kalke mit reichen Calpionellen: *Calpionella alpina* u. *C. elliptica*, Aptychus- und vereinzelt auch Echinodermenrelikten. In den höheren Lagen kommen dazu noch Berrias-Calpionellen, *Tintinopsella carpatica*, *Globochaeta*, Radiolarien und vereinzelt auch Nannoconus. In manchen Profilen entspricht dem Tithon der höchste Teil der graubraunen kompakten Kalke, bzw. weissgraue Kalke immer mit typischer Calpionellenmikrofazies (besonders mit *C. alpina* L o r e n z).

Im Neokom wechseln massive, bankige, graue bis dunkelgraue Kalke mit Lagen plattiger bis schieferiger grauer Mergelkalke, Mergel bis Mergelschiefer ab. In beiden Gesteinstypen, besonders in den massiven Kalken sind Knollen, Linsen, manchmal auch Einlagen von schwarzen

und dunkelgrauen Hornsteinen anwesend. Hornsteinfrei ist gewöhnlich nur eine einige Meter mächtige Lage an der Basis der Schichtfolge und örtlich auch einige Mergellagen. Anteil der Kalke und Mergel ist veränderlich, in einigen Profilen bilden Mergel nur Einlagerungen (50–100 cm), während die übrige Masse aus kompakten und bankigen Hornsteinkalken besteht. In den Mergeln hat man reiche Nannoconus-Reste, weiter *Globochaete alpina*, *Lenticulina* sp., vereinzelt Echinodermenreste und Quarzkörner gefunden. Kalke haben eine mikrokristallische Struktur und enthalten wenigere Mikroorganismen. In den unteren Lagen, in kleinem Steinbruch bei Brekov wurde eine reiche Ammonitenfauna des Unter- und Mittelvalangien gefunden, die vom *Eristavi* (1961) bestimmt wurde: *Spiticeras* cf. *tenuicostatum* Dj., *Sp.* cf. *subguttatum* Dj., *Sp. correadi* Kil., *Sp. killiani* v. *elegans* Duj., *Negrelliceras subnegreli* Dj., *Neocomites* cf. *trezanensis* Lor., *N. neomociensis* Orb., *N. cf. neocomiensis* Orb. var. *prevolica* Sayn., *Haploceras* cf. *grassi* Orb.

In den höheren Neokomlagen kommen plattige und bankige, graue und dunkelgraue, oft mergelige Kalke vor, die den unterneokomischen ähnlich sind, aber häufigere Linsen von schwarzen Kalken enthalten. Die höchsten Lagen von Hornsteinkalken bei Brekov im direkten Liegenden der Oberapt-Mergel haben eine organodetritische Struktur mit mikrokristallischer Grundmasse und reichen Globigerinen und Foraminiferen. Es handelt sich (nach Salaj) um Apt: *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Biticinella breggiensis* (Gand.), *Leupoldina protuberans* Bolli, *Anomalina (Gavelinella) barremiana* usw.

Das höchste Glied des Mesozoikum von Humenské Pohorie bilden einige Hundert Meter mächtige Schichten von Mergelschiefern, Mergeln und Kalksandsteinen (Leško 1953). In den unteren Lagen sind es dunkelgraue, dunkelgraubläuliche kalkige Tone, Schiefer und Mergel; einige Lagen sind etwas sandig, glimmerig. Die feinkörnigen Sandsteinbänke und sandige Mergel kommen nur selten vor. Der Mikrofauna nach gehören die basalen grauen Mergel dem Oberapt an; den wesentlichen Teil der Mergel und Mergelschiefer stellen wir bereits zum Unteralt mit Foraminiferenfauna (Bestimmung durch J. Salaj): *Hedbergella roberti* (Gand.), *Epistomina spinulifera* Reuss, *Anomalina (Gavelinella) barremiana*.

Dem Hangenden zu werden die Schichten immer sandiger, so dass die höheren Lagen sich durch Gleichgewicht der pelitischen und psammitischen Komponente (bzw. Ueberlegenheit der Sandsteine) auszeichnen. In den Mergeln mit geschichteten Kalken ist die Mittel- bis Oberalt-Mikrofauna anwesend: *Planomalina (Planomalina?) buxtorfi* (Gand.), *Anomalina (Gavelinella) complanata* (Reuss). Bei Jasenovo ist auch eine konglomerat-sandsteinige Entwicklung mit grobkörnigen Sandsteinen und sandsteinigen wie auch brekziösen Konglomeraten bekannt (Leško 1953).

Etwa 1–2 kw W vom Rande des Gebirges Humenské pohorie tauchen unter dem Paläogen des Kammes Sokol die Jura- und Unterneokom-Glieder einer vom Leško (1953) zur hochtatriischen Zone gestellten Serie empor. Einige Glieder dieser Serie unterscheiden sich vom Mesozoikum des Gebirges Humenské pohorie, besonders die Entwicklung des Oberdogger und Unteraltmals. Die stratigraphische (bzw. altersmässige) Erstreckung der rosaroten Krinoidenkalke ist da viel kleiner als im Gebirge selbst. Die beschriebene Serie vertritt somit einen mehr Tiefsee-Ablagerungstyp als das übrige Mesozoikum. Abweichend ist auch die Entwicklung des höheren Neokom, vertreten durch graue, feinkörnige Kalksteine mit Orbitolinen und Globigerinen. Das alles führte Leško (1953) dazu, diesen nördlicheren Komplex zur hochtatriischen Zone anzugliedern.

Neue Erkenntnisse und neue Kriterien (MaheI 1959, 1962) erzwingen sich auch das Mesozoikum des Gebirges Humenské Pohorie und der erwähnten nördlicheren Serie anders zu beurteilen und in das System der westkarpatischen Seriengruppe einzugliedern.

Aus dem bereits gesagten ist die eigenartige Entwicklung des kalk-dolomitischen Komplexes der Mittel- und Obertrias offensichtlich. Ihre Verbundenheit mit jüngeren Gliedern ist besonders

tektonisch so klar, dass ihre Zugehörigkeit zur derselben Serie kaum zu bezweifeln ist, besonders wenn wir berücksichtigen, dass ähnliche weisse Kalke auch aus anderen Serien dieser Gruppe (zb. Vysoká-Serie M a h e I 1959) bekannt sind. Die Entwicklung der erwähnten Glieder dieser Schichtfolgen stimmt nur scheinbar mit den Gliedern der höheren Decken überein, aber die Schichtenabfolge ist ganz anders. Keuper und Rhät haben übliche Entwicklung wie in den Serien der Krížna-Einheit, vereinzelt auch in den Hüllen-Serien (zb. Žiar-Serie). Die Jura-Glieder aber haben alle Merkmale der Serien des Kordilientypes (d. h. der westkarpatischen Seriengruppe). Das gilt im wesentlichen auch für die Unterkreide, deren spezifische Entwicklung sich durch die Wechsellagerung der Mergel mit Lagen der massiveren Hornsteinkalke äussert. Alb, in den unteren Lagen mehr pelitisch, erinnert an Hüllenserien. Interessant ist das Auftreten der Oberapt-Mikrofauna in seinen untersten Lagen. Konglomerate erinnern sowohl petrographisch, als auch in ihrer räumlichen und stratigraphischen Erstreckung an Konglomerate (Orlov-Typus) der Manín Serie im mittleren Waagtal.

Neue Erkenntnisse bestätigen somit unsere ältere Ansicht (M a h e I 1959), wonach sowohl einzelne Lithofazies, als auch die ganze Serie (den ganzen mesozoischen Komplex des Gebirges Humenské Pohorie) in die kordillierenartige (oder westkarpatische) Seriengruppe einzugliedern sind. Es sei dabei erwähnt, dass ähnlich wie in anderen Serien dieser Gruppe, auch in dieser Serie einige Glieder eigenartige, nur für sie spezifische Entwicklung haben. Solche sind vor allem die kalk-dolomitischen Komplexe der Mitteltrias bis Karn, wie auch Neokom und teilweise Alb. Trotzdem aber stellt Mesozoikum des Gebirges Humenské Pohorie einen einheitlichen stratigraphischen Komplex — eine einzige Serie — dar, wenn auch da mit örtlich abweichenden Entwicklungen einiger Glieder zu rechnen ist.

Die nördlichere Struktur mit höherem Lias und vielleicht auch mit dem Unterdogger fällt vielmehr in den Rahmen derselben (Humenné) Serie. Abweichend ist da die Entwicklung des Oberdoggers, Untermalms, wie auch der Unterkreide. Solche unterschiedliche Entwicklungen — besonders bei den Unterkreide-Schichten und Radiolariten-Schichten — sind jedoch in der westkarpatischen Seriengruppe üblich. Man kann also annehmen, dass die bisher zur hochtatischen Zone gestellte nördliche Struktur, nur eine von den spezifischen (eigenartigen) Entwicklungen der Humenné-Serie vorstellt.

Tektonische Stellung des Gebirges Humenské pohorie

Auf Grund der stratigraphischen Analyse nehmen wir an, dass im Gebirge Humenské pohorie nur eine stratigraphischfaziale mesozoische Einheit existiert — die *Humenné-Serie* benannt — mit einigen Entwicklungen. Sie gehört in die westkarpatische Seriengruppe, also zu Serien mit kordillierenartiger Entwicklung des Jura und der Unterkreide. Eigenartige Entwicklungen einiger Glieder (hauptsächlich der Mitteltrias und der Kreide) signalisieren jedoch, dass es sich da zwar um einen zentralkarpatischen, doch gewissermassen „extremen“ (Rand-) Serientyp handelt (ähnlich wie bei Vysoká-Serie in den Kleinen Karpaten).

Auch tektonische Untersuchungen zeigen, dass Humenské pohorie nur eine substantielle tektonische Einheit bildet. Gewisse Abweichungen in einzelnen Strukturen und die tektonische Buntheit des Gebirges hängt von der Gliederung seines primären Sedimentationsraumes ab. Vorläufig kann man nicht sagen, ob es sich da um die Hüllen- oder um die Krížna-Einheit handelt. Die Zliechov-Serie und die Serien der Choč-Einheit treten nirgends zutage und kaum sind sie auch an den Rändern des Megaantiklinoriums unter dem Paläogen anwesend. In anderen Kerngebirgen liegt nämlich Paläogen im allgemeinen transgressiv auf den Serien der Choč-Einheit. Für den Ostteil der Hohen Tatra und die östlicheren Gebirge gilt dies jedoch nicht. Die Abwesenheit der Serien der Choč-Einheit und auch der typischen Zliechov-Serie muss man für ein spezifisches Merkmal der östlichen Kerngebirge halten, und zwar auch deshalb, weil wir diese auch

in den Kerngebirgen von Branisko und Čierna Hora nicht antreffen. Dieser verschiedene Aufbau der östlichen Kerngebirge ist offensichtlich an die abweichende Form, bzw. Bildung des östlichen Teiles der zentralkarpatischen Geosynklinale im Laufe des Mesozoikum zurückzuführen.

Erkenntnisse aus den jungpaläozoischen Gebilden der Ostslowakei zeugen auch davon, dass diese Verschiedenheit der östlichen Kerngebirge einen noch älteren Ursprung hat. Etwa 8 km südlich des Innenrandes vom Humenské pohorie bei Pozdišovce wurden unter dem Neogen die Karbon-Schichten mit dominierenden Phylliten und phyllitischen und sandigen Schiefern und Kalkstein-Einlagerungen angebohrt. Der überwiegend pelitische Charakter der Schichtfolge mit Kalksteinlagen ist vom bisher bekannten Karbon der Kerngebirge wesentlich abweichend. Ähnliche Unterschiede treten auch bei jungpaläozoischen Komplexen in der Zempléner Insel, etwa 40 km vom Innenrand von Humenské pohorie auf. Diese Insel hält man meistens entweder für die Fortsetzung des Kerngebirges Branisko (Uhlík 1902; Matějka 1961) oder des Zips-Gömörer Erzgebirges (Klíř 1962), und zwar in der Vermutung, dass die westkarpatischen Einheiten weiter in östlicher Richtung fortsetzen. Bei näherer Betrachtung des Baues der Zempléner Insel sehen wir, dass dieser Bau sich von anderen westkarpatischen Kerngebirgen wesentlich unterscheidet. Schon Karbon und Unterperm haben da eine Entwicklung, deren Mächtigkeit und besonders auch die stratigraphisch-lithologische Charakteristik keineswegs an die in den karpatisch-alpinen Gebieten bekannten Entwicklungen erinnert (Bouček — Příbyl 1960). Auch die Parallelisierung der mitteltriassischen kalk-dolomitischen Komplexe erscheint mir unnatürlich, wenn auch diese Komplexe aus dem Rahmen der für die Mitteltrias des alpinen und Plattformraumes Europas typischen Kalk-dolomitischen Formation nicht ausfallen. Die jungpaläozoischen Schichten in der Zempléner Insel und im Karbon von Pozdišovce weisen eine abweichende Entwicklung und den unterschiedlichen Aufbau dieser Einheiten der Ostslowakei auf.

Unter diesen Aspekten erscheint uns das Gebirge Humenské pohorie als das östliche Randgebiet der Zentralkarpaten, als ein Kettenglied des alpin-karpatischen Systems. Daraus ergeben sich auch gewisse Abweichungen im Aufbau seines Mesozoikum. Diese relative Selbständigkeit, ausgedrückt auch morphologisch, hat ihren Ursprung bereits in der eigenartigen Entwicklung des Jungpaläozoikum. Daraus kann man also schliessen, dass östlich des Hornad-Bruches, teilweise bereits östlich des Murán—Vernár—Tatra-Bruchsystems, mit anderen Strukturen der jungpaläozoischen, mesozoischen und auch jüngeren Einheiten zu rechnen ist. Es wäre also falsch, die im Liegenden der jüngeren Gebilden in den Ostgebieten auftretenden Fazies als direkte Fortsetzung dieser oder jener zentralkarpatischen Einheit zu betrachten. Manche Fazies sind nämlich für den ganzen Raum des alpin-karpatischen Systems charakteristisch, als Ergebnis der primären Gesetzmässigkeit der Entwicklung. Der substantielle Aufbau wie auch die lithologisch-stratigraphische Charakteristik der Einheiten sind jedoch ziemlich eigenartig. Die morphologischen Anomalien in der Ostslowakei, die sich in den Richtungen der tektonischen Linien, der Erstreckung des Prešov-Tokajer vulkanischen Gebirges, wie auch in der mässigeren Emporhebung der älteren Einheiten abspiegeln, sind an die verschiedene Entwicklung dieses Teiles der Karpaten (der ein Bindeglied zwischen den zentralen West- und den Ostkarpaten bildet) zurückzuführen.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

TOMÁŠ GREGOR

ŠTRUKTÚRNO-GEOLOGICKÉ POMERY VEPORID A GEMERÍD SZ OD JELŠAVY

V r. 1961 sa pokračovalo v riešení štruktúrno-geologických pomerov v širšom okolí železničkej oblasti, kde sa študoval priebeh štruktúr veporidného kryštalinika a útvarov paleozoika a mezozoika gemeríd. Toto štúdium má okrem iného prispieť aj k riešeniu vzájomného vzťahu oboch tektonických jednotiek a závislosti zrudnenia na tektonike.

Širšie okolie železničkej oblasti budujú nasledujúce jednotky:

granitoidný komplex	veporidné kryštalinikum	} veporidy
fylito-svorová zóna		
arkozové súvrstvie — obalová séria veporidného kryštalinika		} gemeridy
karbón magnezitový	} gelnická séria — staršie paleozoikum	
predvulkanické súvrstvie		
vulkanické súvrstvie		
povulkanické súvrstvie		
rákošské súvrstvie		
fylit-diabázová séria		
rožňavsko-železnická séria — mladšie paleozoikum		
meliatska séria — prechodný vývoj permo-triasu		
mezozoikum juhogemeridnej synklinály		
neogén — poltárska formácia		

Jednotlivé horninové komplexy študoval už B ö c k h (1903, 1906), A h l b u r g (1913) a J. Š u f (1935), ktorý určil ich príslušnosť k veporidám. Novšie tieto komplexy študoval M a h e l (1953) a K o t á s e k (1959) doplnil novšie poznatky o karbone a perme tejto oblasti.

Veporidy

Granitoidný komplex budujú prevažne dvojsludné žuly, ktoré sú v dôsledku mladších tektonických pochodov zbridličnatené. Štruktúra hornín je blastograni-

tická až kataklastická. Porfyrickú až blastoporfyrickú štruktúru majú hlavne stlačené porfyrové žuly.

Bridličnaté plochy stlačených žúl majú niekoľko priebehov, z ktorých prevláda smer 225° s úklonom k JV, ďalej sa uplatňuje smer $270-275^\circ$ s úklonom k JZ, pozdĺž ktorého sú pretiahnuté menšie aplitové žulové masívky v granitoidnom komplexe a ružovkasté živce, tvoriace buď oká alebo drobné žilky v hornine. Tieto smery sú najskôr prejavom mladších granitizačných procesov, ktoré sa uplatnili aj v širšom pruhu kontaktnej zóny vo fylito-svorovom pásme. Tretím, menej výrazným je smer $210-215^\circ$. Na prevládajúce V-Z smery okrem dynamometamorfnie pôsobiacich síl od J malo vplyv aj čiastočné usmernenie žuly, ku kryštalizácii ktorej došlo pri orientovanom tlaku za syntektonických pochodov. K dislokačnej metamorfóze mohlo dôjsť v pozdných etapách hercýnskeho orogénu a v priebehu mladších horotvorných fáz, hlavne alpskej orogenézy.

Fylito-svorové pásmo (fylitová zóna — Š u f 1935; C komplex K l i n c a 1963) tvorí nešíroký pruh (v študovanej oblasti max. 2 km) ílovito-piesčitých sedimentov, pomerne jednotvárneho faciálneho zloženia, flyšoidného až flyšového charakteru, postihnutých rôznym stupňom metamorfózy. V blízkosti granitoidného masívu môžeme pozorovať u hornín kontaktnú metamorfózu, ktorá sa prejavuje prekremením okolných sedimentov, zotrením pôvodnej štruktúry a vytvorením niektorých nových minerálov. Pôvodné epizonálne metamorfované piesčité bridlice s blastopsamitickou štruktúrou a fylity s blastopeliticou štruktúrou sú premenené na kontaktné rohovce, ruly a biotitické svory s mikrogranitickou a porfyroblastickou štruktúrou. Okrem kontaktnej metamorfózy uplatňujú sa v tomto pásme i ďalšie premeny, a to migmatitizácia (hlavne pod vplyvom K a Na-metasomatózy) a granitizácia. JV od obce Ratkovské Bystré, J a JV od horského hrebienka Hlaviny vystupuje vo fylito-svorovom pásme niekoľko teliesok granitoidov (granodiority, kremité diority), ktoré možno považovať skôr za samostatné telieska než za apofýzy granitoidného masívu; sú produktom mladšej intruzívnej fázy. Jednotlivé minerály, hlavne živce, sú menej postihnuté metamorfózou.

V celom pásme študovanej oblasti pozorujeme slabnutie metamorfózy južným smerom. V blízkosti granitoidného masívu nachádzajú sa kontaktné kremité rohovce so všesmernou textúrou, s polohami migmatitov, hlavne arterítov, južnejšie a ďalej od kontaktu sú biotitické svory s výraznou paralelnou textúrou a lepidolastickou štruktúrou. Porfyroblasty biotitov nie sú však usmernené, takže nevznikli ako produkt regionálnej kryštalizačnej metamorfózy. Na styku s arkózovo-bridličnatým súvrstvom prebiehajú už len sericiticko-piesčité bridlice, sericitické kvacity a kremence až fylity, s bohatým grafitickým pigmentom lepidoblastickej štruktúry.

Jednotlivé tektonicko-štruktúrne elementy (bridličnaté štruktúry, priebeh lineácií a drobných vrás, priebeh puklín) sú dosť jednotné. Výrazná je bridličnatosť v smere $255-265^\circ$ k JZ; lineácie a drobné vrásky prebiehajú jednak pozdĺž

bridličnatosti, jednak v smere 220—230° k JZ. Ojedinele sa vyskytuje lineácia v smere 160° k JV. Táto jednotnosť, hlavne u bridličnatosti, je podmienená pomerne rovnakým zložením pôvodných sedimentov a zhodným priebehom podložného zbridličnateného granitoidného komplexu.

Sedimentárne súvrstvie je relatívne staršie než gelnická séria, ktorá sa vyvinula za neúplného kaledonského geosynklinálneho cyklu.

V *arkózovo-bridličnatom súvrství*, ktoré tvorí obal veporidného kryštalinika, je priebeh tektonických štruktúr pestrejší než vo fylito-svorovom pásme, avšak hlavný smer jednotlivých štruktúr je v podstate zhodný. Určité zmeny štruktúrnych prvkov sú ovplyvnené jednak pestrejším faciálnym zložením a jednak výraznejším uplatnením povrchovej alpínskej tektoniky.

I *pásmo arkóz* tvorí pomerne úzky pruh. Jeho horniny majú pelitickú štruktúru, alebo sú tvorené stredno až hrubozrnným detritickým materiálom, v ktorom prevláda kremeň a rozložené živce. Podľa zloženia je ich štruktúra buď lepidoblastická (ak ide o fylitizované polohy), alebo blastopsamitická až blastosefilitická (ak ide hlavne o hrubopiesčité až brekciovité polohy). Sfarbenie horniny býva prevažne zelenkavé s nádychom do modra; keď prevláda sericit, sú bridlice sivobiele až striebristolésklé.

V súvrství arkóz možno pozorovať polohy s výraznejšími, menej porušenými porfyroblastami živcov, hlavne albitu. V uvedenom pruhu s výskytom imbibičných živcov (albit, ortoklas, mikroklín) sa vyskytuje aj druhotné prekremenenie. Porfyroblasty živcov vystupujú i v mliečne bielom kremeň, ktorý tvorí drobné i mocnejšie žilky (od cm do 2 dm). Albitizované polohy v arkózach, pomerne hojné v Bystrej a Revúckej doline, možno pokladať tiež za produkt Na-metasomatózy. Miestami má hornina i vzhľad granitoidu. Albitizované polohy prebiehajú v smere 250° a sledujú mladšiu bridličnatosť.

Po petrografickej stránke je zloženie horniny pomerne pestré. Okrem kremeňa, albitu a sericitizovaných živcov klastického pôvodu možno pozorovať chlorit, muskovit a z akcesorických minerálov zirkón, rutil a turmalín. V západnej časti územia vyskytuje sa i chloritoid.

Hlavný smer štruktúr sa zhoduje v podstate s priebehom podložných hornín (260°). V tomto smere prebieha väčšina štruktúr bridličnatosti. Smery klivážnych plôch (270°) odpovedajú mladším štruktúram (usmerneným prevažne 250°, ojedinele 235—240°).

Aj lineácie *a b*-osi majú viaceré smery ako u podložných hornín, takže vplyv tektonických pohybov sa tu prejavil výraznejšie. Okrem smerov zhodných s hlavnou bridličnatosťou (260°) je tu skupina ďalších priebehov lineácií *a b*-osí (300°), ktoré prebiehajú po mladších plochách puklinatosti (145° a 110° k JV), odpovedajúcich pričnému vrásneniu pri skracovaní hlavnej *b*-osi, čiže pri vytváraní brachyštruktúr.

Arkóзовé súvrstvia väčšina autorov (Š u f 1935; M a h e I 1953; K o t á s e k

1960; A b o n y i 1961) zaraďuje do permu; M á š k a (1958) ho dáva do karbónu na základe striedania tmavých až grafitických bridlíc s piesčitými bridlicami arkózového súvrstvia.

M a g n e z i t o v ý k a b ó n

Magnezitový karbón prebieha na styku gemeríd s veporidami a pre svoje zvláštne polozenie medzi veporidami a gemeridami ho M a h e l (1953) popísal ako hraničnú synklinálu. M á š k a (1957) nazýva karbón i s obalovou sériou permu *lubeníckou sériou* a člení ju na spodné, stredné a vrchné súvrstvie. F u s á n (1959) karbón z oblasti Železníka zaraďuje do ochtinsko-podrečanskej fácie. A b á n y i — A b o n y i o v á (1961) detailne spracovali karbón v oblasti medzi Turčokom a Ochtinou. Z paleozoických útvarov, zastúpených na študovanom území, je iba toto súvrstvie preukázané faunisticky.

Horniny tohto útvaru pozostávajú z rôznorodého materiálu, a to z detritických sedimentov pefitických až pelitických, zo sedimentov organogénnych a z vulkano-génneho materiálu, keďže sedimentácia bola doprevádzaná podmorskými výlevmi diabázového vulkanizmu. Medzi jednotlivými horninami sú rôzne kombinácie a prechody. V súvrství magnezitového karbónu vystupujú mladšie intrúzie ultrabázických hornín, premenené prevažne na serpentinity, ktoré petrograficky študoval K a n t o r (1956).

V priebehu tektogenézy boli sedimenty zbridličnatené a fylitizované. U zlepen-cových a piesčitých bridlíc vytvorili sa blastopelitické a blastopelitické, u ílovi-tých a slienitých bridlíc lepidol- až nematoblastické štruktúry. Bituminózna prímes bola miestami zmenená na grafitický pigment a karbonáty boli čiastočne mramo-rizované. Pyroklastiká boli zmenené na chloriticko-epidotické alebo albit-epidot-chloritické fylity. V efuzívnych diabázoch bývajú minerály značne rozložené.

Zo štruktúrnych deformácií je najvýraznejšia bridličnatosť, ktorá má niekoľko smerov priebehu. Vrstevná bridličnatosť prebieha v smere 255—260°, ďalšie fo-liačné plochy, pozdĺž ktorých možno sledovať metamorfne procesy, majú smer 295—300°. Z mladších plôch bridličnatosti sú markantnejšie smery 225—230° a 190°. Lineárne štruktúry *ab*-osi, podobne ako u predošlých horninových kom-plexov, sú lepšie pozorovateľné u fylitov, prípadne u polôh, kde došlo k intenzív-nejšej sericitizácii a chloritizácii. Vo väčšine prípadov je ich priebeh zhodný s pre-došlými smermi (245° k JZ a 110° k JV, 195 a 200 k JZ° a 45—50° k SV). Posledný smer u predchádzajúcich súvrství nebol pozorovaný a vyskytuje sa ako samostatný štruktúrny element, ktorý súvisí s priečnym vrásnením. Podobne i úklony bridlíc a lineácie (u predošlých útvarov všetky k J) sú v magnezitovom karbóne aj k S. V tomto súvrství sa teda uplatňuje väčšia pestosť štruktúrnych elementov, ktoré sú odrazom zložitejších litologicko-faciálnych pomerov, zvlášt-neho postavenia vo vzťahu k veporidám kryštalinika i ku gelnickej sérii, ktorá je nasunutá na magnetizový karbón.

Gelnická séria

Gelnickú sériu možno rozdeliť podľa vulkanického súvrstvia, ktoré v nej vystupuje vo forme kyslých efuzív kremitých porfýrov i tufogenného materiálu, na súvrstvia predvulkanické, vulkanické a povulkanické (organogénne; F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1955).

Predvulkanické súvrstvie je súčasťou kaledónskej sedimentačnej formácie — je najstaršou, na povrch vystupujúcou detritickou faciou s flyšovým vývojom.

Litologické zloženie súvrstvia je dosť pestré. Najspodnejšiu časť tvoria šedé až tmavošedé piesčité bridlice, svetlošedé tenkolavicovité kremité bridlice a kremece. V nadloží psamitického súvrstvia sú šedo-zelenkavé ílovité bridlice, epimetamorfované vo fylity. Ílovité bridlice smerom k nadložiu prechádzajú do bridlíc s väčším-menším obsahom bituminózných látok a slienitých bridlíc.

Petrograficky sa hornina skladá z kremeňa, sericitu, chloritu, ojedinele grafického pigmentu; v bridliciach možno pozorovať akcesorické minerály: rutil, zirkón, turmalín a z rudných minerálov pyrit, hematit a limonit.

Vulkanické súvrstvie (pačanské vrstvy — S n o p k o 1957a) je zastúpené vulkanogénnym tufogénnym materiálom. V počiatočných fázach vulkanickej činnosti prebiehala sedimentácia detritického a tufogenného materiálu súčasne. Pri nepretržitej sedimentácii sa usadili tufoídne i tufitické sedimenty sivošedého až šedo-zelenalého sfarbenia, so stredno až hrubozrnným kremeňom a vulkanickým pieskom blastokryštalickej štruktúry.

Porfyroidy sú zastúpené v oblasti Železníka len jedným horizontom, kým v ostatných častiach Spišsko-gemerského rudohoria tvoria niekoľko horizontov. Viac polôh porfyroidov vystupuje Z od Železníka v oblasti Kocihy.

Pyroklastiká kremitých porfýrov, hlavne tufoídne horniny obsahujú mladšie živce, hlavne albit a sú prestúpené kremennými a kremeň-aplitovými žilami (niekoľko metrov až dm a cm). Keďže výrastlice albitu sa najčastejšie objavujú v blízkosti týchto žíl a hornina nadobúda vzhľad migmatitov so živcovými metablastami, možno tento proces albitizácie dať do súvisu skôr s migmatickou činnosťou (ktorej prejavom sú i masívky granitoidov, vystupujúce na povrch v oblasti Turčoka), než s regionálnou metamorfózou, ktorá sa celkove slabo prejavila v tejto oblasti. Albitizácia tufoídneho materiálu je prejavom Na-metasomatózy. Táto skutočnosť však poukazuje na mladší vek turčockých granitov než sa doposiaľ predpokladalo (O n č á k o v á 1954; J. K a m e n i c k ý — L. K a m e n i c k ý 1954). Granitizácia sleduje už alpidné štruktúry.

Metamorfované tufogénne horniny s výrastlicami živcov majú porfyroblastickú, vulkanogénne horniny po metamorfóze zas blastoporfyrickú štruktúru.

Postvulkanogénne (organogénne) súvrstvie prebieha v mapovanom území súbežne s porfyroidmi a F u s á n — M á š k a (1956) ho pričleňujú ku gotlandu, S n o p k o (1957) ho označil ako *betliarske vrstvy*. Toto súvrstvie je zastúpené

vápencami a dolomitickými vápencami, grafitickými bridlicami a lyditi. Vápence sú v okrajovej časti takmer biele, kryštalické s nádychom do zelena, bez dolomitickej prímеси. Na styku s porfyroidmi sú vápence páskované a striedajú sa so šedozelenými ílovitými až slienitými prúžkami.

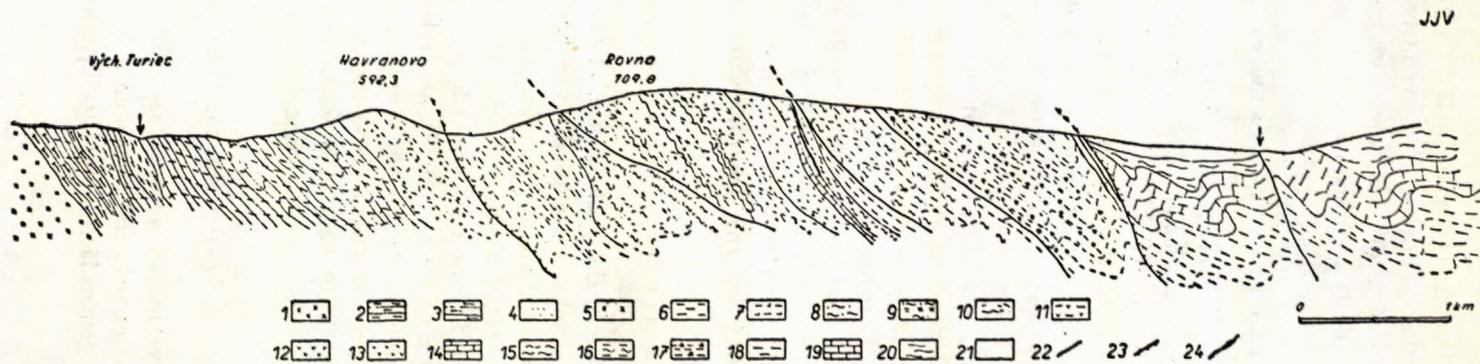
Niekedy styk organogénneho súvrstvia s porfyroidmi obstarávajú *sericiticko-chloritické bridlice*. Aj styk tohoto súvrstvia s podložím je miestami tektonický, nadložné súvrstvia bývajú nasúvané a miestami dochádza i k prešmykom. Najvýraznejšie prešmyky sú v západnej časti ložiska, kde je organogénne súvrstvie presunuté cez porfyroidy a stýka sa priamo so sericitickými kremencami v podloží magnezitového karbónu. V kryštalických vápencoch smerom k nadložiu pribúdajú tmavšie súčiastky a bituminózne látky, metamorfované na grafitické horniny. Medzi vápencami a grafitickými bridlicami nie je však plynulý prechod, ale ide skôr o rytmické striedanie karbonátových a bituminóznych látok ako dôsledok flyšovej sedimentácie. Svetlé vápence obsahujú i kremeň, v základnej hmote sericit a na plochách bridličnatosti zelenkavú sludu.

Čiernošedé až čierne grafitické bridlice sa vyznačujú veľmi výraznou foliáciou; skladajú sa hlavne z kremeňa, grafitickej substancie, sericitu a kalcitu. Z rudných minerálov je hojný pyrit. Bridlice sú lepidoblastickej štruktúry s paralelnou textúrou. Okrem roztrúseného kalcitu obsahuje hornina i karbonátové žilky, ktoré sú najskôr produktom metamorfózy. Karbonátové vložky väčších mocností (dm až m) sú šedé až čiernošedé, s pomerne ostrým ohraničením oproti grafitickým bridliciam. Lydity tvoria v grafitických bridliciach polohy menšej mocnosti (1–3 m).

V organogénnom súvrství možno sledovať dve výrazné foliačné plochy, a to 255° a 275–280°. U prvej skupiny sa pohybuje úklon okolo 45–50° k J, u druhej je strmší — až 70° k J. Ďalšie dve menej výrazné plochy sú 300° a 210° s úklonom u prvej 80°, u druhej 60° k J. Foliačná plocha 255° odpovedá vrstevnej bridličnatosti, alebo prebieha s ňou subparalelne. Podobne ako u predošlých hornín aj u organogénneho súvrstvia sú lineácie i menšie vrásky vyvinuté na všetkých plochách kliváže s premenlivým úklonom. Popri miernych úklonoch (5–20°) vyskytujú sa i veľmi strmé (70–80°), ktoré majú vergenciu k SV a prechádzajú do flexúr až do prešmykových plôch. Tieto tektonické deformácie, sledujúce *b*-osi, patria k najmladším — sú súbežné s poruchami, ktoré prestupujú časti ložiska.

V nadloží povulkanogénneho súvrstvia vyskytujú sa šedé ílovité až piesčité bridlice, silne prevrásnené, zložené prevažne z kremeňa, sericitu, čiastočne s tmavým pigmentom. Ide o sericitické fylity až sericiticko-chloritické fylity s lepidoblasticou štruktúrou. Väčšinou je však metamorfóza iba mierna, takže možno hovoriť i o blastopsamitickej až blastopelitickej štruktúre hornín, ktoré sú v tektonickom styku s povulkanogénnym súvrstvím. Keďže neobsahujú grafitický pigment, sú mladšie než organogénne súvrstvie, na ktorom ležia diskordantne. Po tektonickej línii vystupujú ankeritové šošovky žilného typu (až 1 m).

V okrajových častiach nadložného súvrstvia sa zistili len dve foliačné plochy,



1. granitoidy, 2. fylito-svorové pásmo, 3. kontaktne metamorfovaná zóna (1–3 veporidné kryštalinikum), 4. arkózové súvrstvie, 5. polohy s imbibičnými živcami (4–5 obalová séria veporid kryštalinika), 6. sericiticko-grafitické bridlice, 7. bazické horniny (diabázy a ich tufy) (6–7 magnezitový karbón), 8. sericiticko-chloritické bridlice, 9. druhotné kvarcity s granitoidnými masívkami (8–9 podložie magnezitového karbónu), 10. sericiticko-kremité bridlice, 11. sericitické bridlice s polohami tufitov kremitých porfýrov, 12. metamorfované tufy kre-

mitých porfýrov, 13. metamorfované efuzíva kremitých porfýrov, 14. vápence a dolomity (s ložiskami sideritov a ankeritov), 15. grafitické bridlice (8–15 gelnická séria), 16. rákošské súvrstvie, 17. brekcie a kremence, 18. ílovito-piesčité bridlice s polohami vápencov (17–18 rožňavsko-železnická séria), 19. vápence a vápenité brekcie (meliatska séria), 20. werfenské bridlice, 21. neogénne sedimenty, 22. tektonické diskordancie, 23. línie styku veporid a gemerid, 24. priebeh ložisk.

a to v smere 260° so 45° úklonom k J a v smere 295° s úklonom 55° k J. Plochy v smere 260° prebiehajú takmer paralelne s vrstevnou bridličnatosťou. V oblasti JZ od Bradna je karbonátová fácia organogénneho súvrstvia vyvinutá v nadloží grafitických bridlíc a lyditov; ďalej západným smerom nie je známa (nevystupuje na povrch).

Rákošské súvrstvie

Rákošské súvrstvie vystupuje v staropaleozoickom ostrove v oblasti Železníka ako mladšia stratigrafická jednotka, ležiaca diskordantne na gelnickej sérii. Všeobecne sa začleňovalo do karbónu (F u s á n 1957, 1960; K o t á s e k 1959); M a h e l (1953) ho označil ako bridličnatá séria. Tvoria ho šedo-zelenkavé a brekciovité bridlice a fylity, ktoré do nadložia prechádzajú do svetlošedých a šedohnedých piesčitých bridlíc, pieskovcov a kremencov. Obsahujú aj polohy vápenato-piesčitých bridlíc a kryštalických vápencov (2 m). Polohy kryštalických vápencov vystupujú uprostred čiernych piesčitých a ílovito-piesčitých bridlíc s polohami čiernych lyditov. Zelené a šedo-zelené fylity s kremennými žilkami a polohami kremencov, ktoré sú prevrásnené a premenené na brekcie, majú známky tufogénneho materiálu bázického vulkanizmu.

Štruktúra pôvodných sedimentov bola prevažne pelitická a psamitická, po metamorfóze grano- až lepidoblastická. Z plošných tektonických štruktúr po dynamometamorfóze, hlavne alpskej možno sledovať niekoľko klivážnych plôch; u fylitov sú výrazne vyvinuté i lineárne štruktúry viacerých smerov.

Rakovecká (fylito-diabázová) séria

Východne od Bradla prebieha úzky pruh hornín, zložených z fylitov zelenkavej až šedonamodrastej farby, s polohami svetlošedých až hnedých kremencov a piesčitých bridlíc, s malým výskytom diabázových tufov. Horniny vystupujú v podloží brekcií rožnavsko-železníckej série. Keďže podobné horniny vystupujú v rovnakom stratigrafickom postavení i južne od Štôsa, kde patria fylito-diabázovej sérii, novšie pomenovanej A n d r u s o v o m (1958) ako rakovecká séria, možno ich priradiť k tejto sérii. Sedimentárnu fáciu tohto súvrstvia zastupuje prevažne pelitický materiál. Horniny sú prevrásnené a slabo metamorfované; vo vulkanickej fácií sa zatiaľ zistili tufy a tufity bázického vulkanizmu. Populovitý materiál v tufitoch spôsobuje pestré sfarbenie horniny zelenkavých a modrastých odtieňov.

Štruktúrno-tektonické pomery staršieho paleozoika

Štruktúry veporidného kryštalinika a hraničnej synklinály karbónu majú do určitej miery odlišný priebeh než paleozoikum gemeríd. V kryštaliniku majú štruktúry stálejší priebeh, kým v gemeridách smery bridličnatosti i lineárne štruktúry

značne varirujú. Bridličnaté štruktúry veporíd majú priebeh SV, štruktúry staršieho paleozoika JZ—JV—SV, takže vytvárajú sigmoidálny ohyb. V blízkosti tektonického styku s magnezitovou sériou je smer vrstevnej bridličnatosti $255-260^\circ$, ktorý odpovedá priebehu bridličnatosti kryštalinika. Od prehybovej osi, prebiehajúcej cez kóty Železník—Rovné, sa hlavný smer bridličnatosti stáča na JV v smere 150° , východnejšie sa vyrovnáva do smeru 120° a v ďalšej prehybovej osi, prebiehajúcej turčockou dolinou, prechádza do SV ($70-75^\circ$). Smerom od Mačkovej doliny sigmoidálny ohyb vrstevnej bridličnatosti nie je taký výrazný. K ďalším klivážnym plochám, ktoré sú odrazom mladších fáz tektogenézy, patria plochy, prebiehajúce diagonálne s primárnymi plochami zvrstvenia v smere 235° a plochy, prebiehajúce subparalelne, ktoré omladzujú pôvodnú vrstevnatosť v smere 265 až 275° .

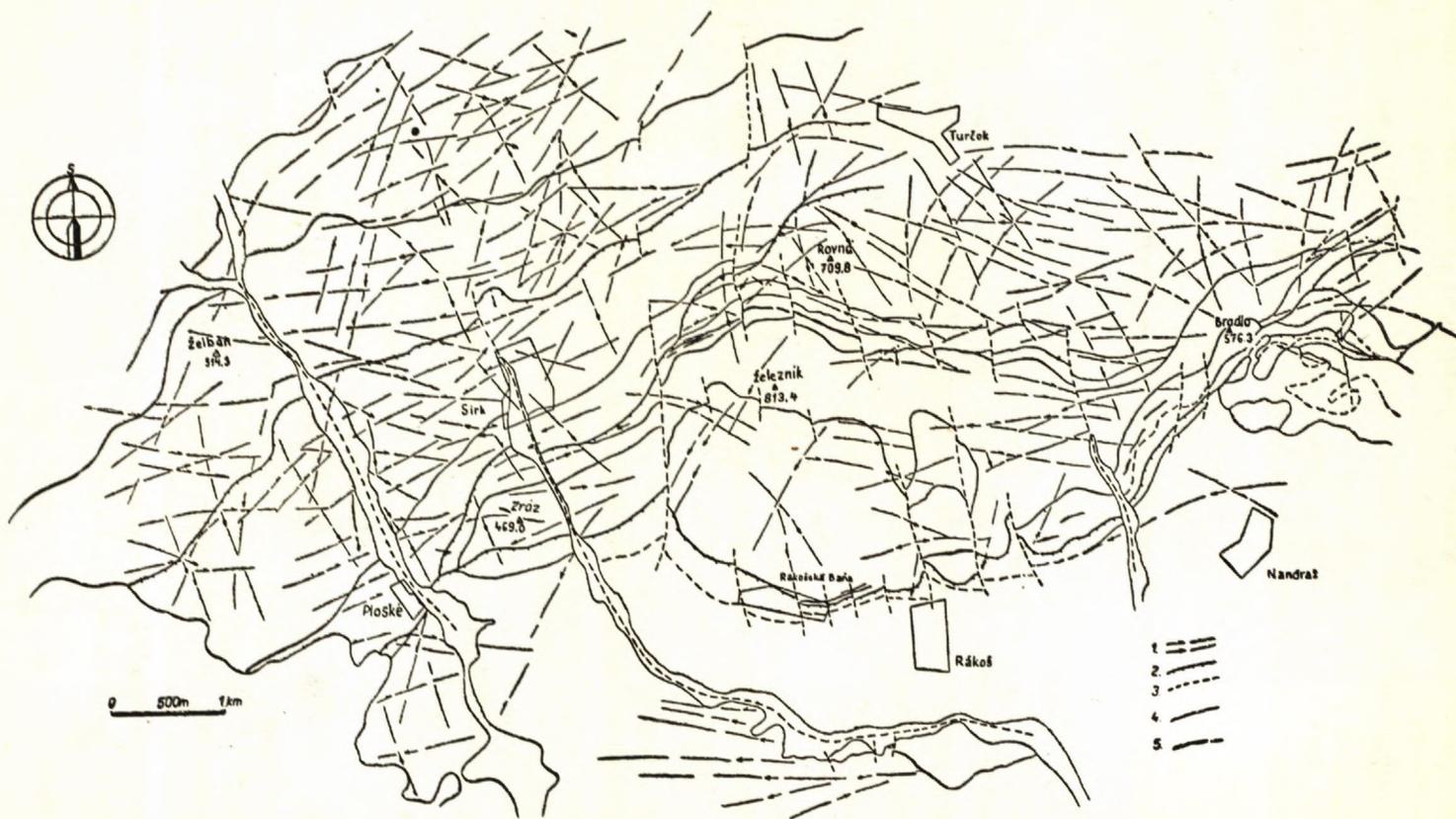
Pôvodné zloženie hornín, hlavne pelitických a peliticko-psamitických sedimentov, vytvorilo priaznivé podmienky pre lineárne formy tektonických deformácií. Novovzniklé minerály, hlavne chlority a sericity, vytvárajú lepido- a nematoblastické metamorfne štruktúry, ktoré zvyrazňujú lineárne štruktúry týchto hornín buď prehýbaním šupín agregátov jednotlivých minerálov do mikrovrás alebo usmernením minerálov do prúžkov, prebiehajúcich pozdĺž bridličnatosti.

Najvýraznejšie lineárne smery a priebehy *b*-osí sú 145° k JV a 310° k JZ ako i 250° k JZ a 280° k SZ. Určité rozdiely sú však jednak medzi gelnickou sériou a rákošským súvrstvom, jednak i medzi jednotlivými vrstvami gelnickej série. Kým u porfyroidov sú štruktúry takmer jednotného charakteru a stálosť priebehu štruktúrnych elementov sa čiastočne zachováva i za porfyroidovými vrstvami v dôsledku tektonického tieňa tohto pomerne masívneho komplexu, v ďalšom súvrství je priebeh štruktúr pestrejší. Smery klivážnych plôch v pomere k vrstevnej bridličnatosti a ostatné deformačné prvky majú skôr charakter tektonického štýlu horninových komplexov, kde okrem podložia vplyva na ich vývoj aj rôznorodosť pôvodných sedimentov, hlavne kompetentnosť vrstiev. Medzi gelnickou sériou a rákošským súvrstvom pozorovať vo východnej časti územia diskordanciu, čo potvrdzuje skutočnosť, že nadložné súvrstvie sedimentovalo už na zvrásnený podklad gelnickej série, a preto tvorí samostatnú litologicko-stratigrafickú jednotku s pestrým faciálnym vývojom.

Mladšie paleozoikum

Mladšie paleozoikum je zastúpené kremencovo-brekciovitými a piesčito-bridličnatými vrstvami, ktoré Š u f (1936) označil ako rožňavsko-železnická séria a M a h e l (1953) ako brekciovito-kremencová seria. Na stratigrafické postavenie vrchnej časti súvrstvia Rákoša bolo niekoľko názorov, hlavne či predstavujú podložie alebo nadložie kremencovo-brekciovitého súvrstvia. Po petrografickom prehodnotení hornín bolo zistené, že sa v týchto horninách nevyskytujú porfyroidy, o ktorých sa zmieňuje A h l b u r g (1913) a že piesčito-ílovité a piesčito-karbo-

Priebeh lineárnych deformácií v horninových komplexoch veporíd a gemeríd



1 — priebeh lineácií a drobných vrás; 2 — línie tektonického nasunutia; 3 — dislokácie; 4 — hranice útvarov, resp. sérií; 5 — priebeh ložísk.

nátové súvrstvie je mladšie než kremencovo-brekciovité súvrstvie a patrí najskôr morskému permu, ktorý popísali F u s á n — B y s t r i c k ý (1956).

Rožňavsko-železnická séria leží na rákošskom súvrství transgresívne a diskordantne, pričom diskordancia je zvýraznená tektonicky. Nad brekciovito-kremencovým súvrstvím epikontinentálneho vývoja leží piesčito-vápenaté súvrstvie morského permu, ktorý v oblasti Štítnika študoval F u s á n (1961). V oblasti Rákoš bane je zastúpený ílovito-piesčitými bridlicami, polohami karbonátov a kremencov, piesčito-karbonátovými bridlicami a pieskovecami, s bohatým obsahom sludy a zhlukmi chloritu. Horninový komplex je prestúpený žilkami hydrotermálneho kremeňa, často tektonicky drveného. Na hydrotermálny kremeň je miestami viazané Cu-zrudnenie, ako to možno pozorovať na ložisku Rákoš a Skalica.

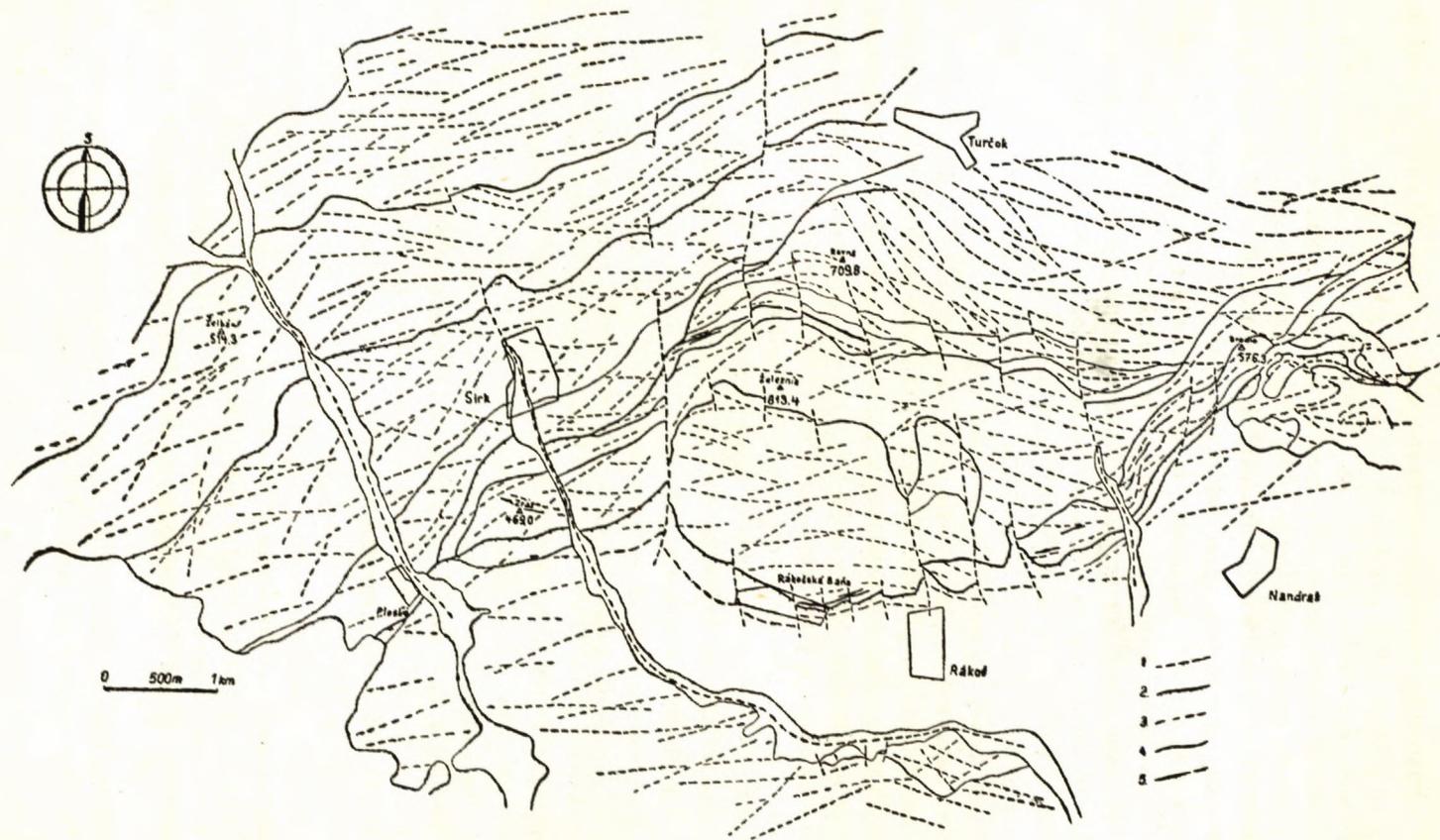
Rožňavsko-železnická séria je postihnutá alpínskou dynamometamorfózou i dislokačnou metamorfózou, ktorá prebehla v pozdejších fázach. Štruktúry majú charakter povrchovej tektoniky. V priebehu vrásnenia boli masívnejšie horninové komplexy nasúvané na plastickejšie polohy a pozdĺž plôch bridličnatosti vystupuje i kremeň sekrečného pôvodu. Priebeh klivážnych plôch je značne ovplyvnený pôvodným sedimentačným zvrstvením. I u sedimentov rožňavsko-železnickej série prejavuje sa ešte sigmoidálny ohyb vrstevnej bridličnatosti. Striedajúce sa polohy brekcií kremencov a pieskovecov majú na východe po Mačkovu dolinu prevažne smer 240° ; medzi Mačkovou dolinou a priečnou eleváciou, prebiehajúcou po kótach Železník—Rovné, prevládajú smery 260 až 275° , ojedinele i 290° . Smery primárneho zvrstvenia ovplyvňovali i sekundárne plochy bridličnatosti, ktoré sa vytvorili v priebehu alpínskeho vrásnenia.

Na viaceré fázy a smery pohybov nasvedčujú *b*-osi a lineárne štruktúry. U lineárnych deformácií prejavujú sa hlavne ako jemné zvrásnenia foliačných plôch a presekávanie plôch bridličnatosti. Lineácie vzniklé presekávaním plôch prejavujú sa výraznejšie u masívnejších polôh sedimentov, detailné vrásky hlavne u hornín plastickejších. Z ďalších lineárnych prvkov môžeme pozorovať usmerenie sericitu. Lineárne štruktúry majú smer 25 a 80° s úklonom na SV, 125° , 140° a 170° na JV a 215° na JZ. Vo vzťahu k celkovej stavbe predstavuje rožňavsko-železnická séria časť južného krídla transverzálnej železnickej antiklinály (M a h e I 1953), ktorá má vergenciu k S.

Permo-trias

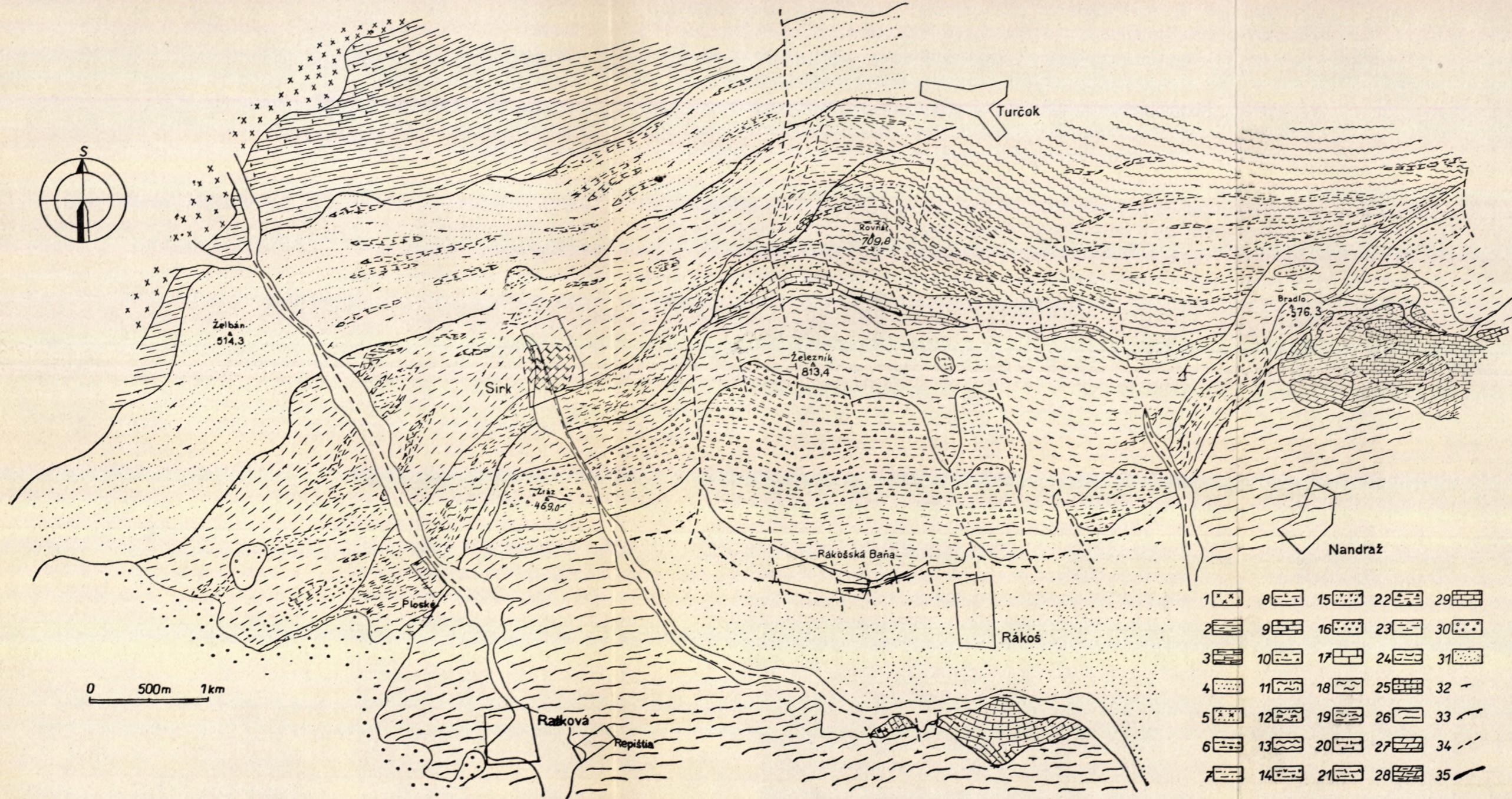
V celom rozsahu študovaného územia vystupuje v nadloží permských sedimentov *meliatska séria*, ktorú v oblasti Bradla popísal Bystrický (1962). Celý vývoj s kontinentálnymi a subkontinentálnymi fáciami možno pokladať za počiatok mezozoickej éry. Sedimentáciu doprevádzal iniciálny bázický vulkanizmus s vulkanickým i tufogénnym materiálom, pričom horniny sú prestúpené menšími intruzívnymi telesami ultrabázických hornín, premenených na serpentinity a glaukofanity. Styk sedimentov meliatskej série s rožňavsko-železnickou je tektonický,

Pribeh bridličnatosti v horninových komplexoch veporíd a gemitíd



1 - pribeh bridličnatosti; 2 - línie tektonického nasunutia; 3 - dislokácie; 4 - hranice útvarov, resp. sérií; 5 - pribeh ložísk.

Štruktúrno-geologická mapa v oblasti Železník—Rákoš



1. granitoidy, 2. fylito-svorové pásmo, 3. kontaktne-metamorfovaná zóna (1–3 veporidné kryštalikum), 4. arkózové súvrstvie, 5. polohy s imbibičnými živcami (4–5 obalová séria veporidného kryštalika; 1–5 veporidy), 6. zlepenec, 7. sericiticko-grafitické bridlice, 8. bázické horniny (diabázy a ich tufy), 9. vápence a dolomity, 10. ultrabázické horniny (serpentinity) (6–10 magnetitový karbón), 11. sericiticko-chloritické bridlice, 12. druhotné kvarcity s granitoidnými mativkami (11–12 podložie magnetitového karbónu), 13. sericiticko-kremité bridlice, 14. sericitické bridlice s polohami tuftov, kremitých porfýrov, 15. metamorfované tufy kremitých porfýrov, 16. metamorfované euziva kremitých porfýrov, 17. vápence a dolomity (s ložiskami sideritov a ankeritov), 18. grafitické bridlice (13–18 gelnická séria), 19. rákóšské súvrstvie; 20. fylito-diabázová séria (13–20 staršie paleozoikum gemerid), 21. sludnaté kremité bridlice, 22. brekcie a kremence, 23. ilovito-piesčité bridlice s polohami vápencov (21–23 rožňavsko-železnická séria), 24. tmavé bridlice s polohami bázických hornín, 25. vápence a vápenné brekcie (24–25 melátska séria), 26. werfenské bridlice, 27. dolomity, 28. rohovcové vápence, 29. svetlé wettersteinské vápence (13–29 gemeridy), 30. aglomeráty andezitov 31. neogénne sedimenty, 32. smer a sklon bridlic, 33. línia tektonického nasunutia, 34. dislokácie, 35. priebeh rudných ložísk.

a preto nemožno zistiť vzťah medzi sedimentáciou oboch sérií. Severne a SV od Bradla ležia na hrubopiesčitých sedimentoch morského permu čierne tenkolavicovité bridlice, ktoré predstavujú tufy a tufity bázického vulkanizmu; medzi nimi sú polohy bázických výlevov hornín a menšie telieska serpentinitov.

Kryštalické vápence bielej farby s modrastými a hnedastými prúžkami i so sprievodnými bázickými horninami vystupujú južne od Rákoša. V minulosti ich A h l b u r g (1913) a Š u f (1935) zaradovali do karbónu; M á š k a (1959) dáva karbonatické i vulkanogénne súvrstvie do permu, Š e v č í k (1959) do triasu.

Karbonáty meliatskej série sú prestúpené žilkami ankeritov. V sedimentoch meliatskej série vystupujú i exhalačno-sedimentárne Fe-rudy a tektonické brekcie sú impregnované Hg-mineralizáciou. Ojedinele pozorovať v nich i sekundárne Cu-minerály. Ide však najskôr o pozdnú mladoalpidnú mineralizačnú fázu, ktorá sleduje už štruktúry popaleogénnych tektonických pohybov.

Deformácie sú usmernené prevažne podobne ako u podložných hornín mladšieho paleozoika. U kryštalických vápencov prevládajú však priečne štruktúry, ktoré sa viažu na mladšie fázy horotvorných procesov; sú to hlavne smery 225° a 330° . Z ďalších primárnych štruktúr sú vyvinuté plochy smeru V—Z a smeru 290° . Aj vrásnenie zanechalo na horninách stopy v podobe rôzne usporiadaných vrás lineárnych deformácií v smeroch V—Z a SV s úklonom na V a na J; z diagonálnych lineárnych štruktúr prevláda smer 200° k JZ. Zlomová a presunová tektonika je tu výraznejšia než u hornín, postihnutých hercýnskou a staršou dynamo-metamorfózou.

Spodný trias je tuna zastúpený seisom a kampilom, stredný trias anisom a lacínom (B y s t r i c k ý 1955). Vrstvy seisu charakterizuje typický vývoj piesčitých pestrofarebných bridlíc s polohami kremencov; v blízkosti magnezitového karbónu sú hrubozrnnejšie a tmavošedej farby, smerom k nadložiu prechádzajú do šedozelenkavých, zelených a fialových bridlíc a červenkavých sludnatých bridlíc. Lavicovité kremence a bridlice sa striedajú s tenkobridličnatými polohami. Pozdĺž bridličnatosti v blízkosti styku s karbónom vystupuje žilný hydrotermálny kremeň s chloritom. Chloritové žilky (niekoľko mm) vystupujú jednak na plochách bridličnatosti, jednak priečne presekávajú bridlice. Kampil v okolí Bradla v spodnej časti tvoria sludnaté ílovité bridlice červenkastej i ružovkastej farby s polohami lavicovitých vápencov. V ich nadloží sú hnedozelenkavé slienité bridlice a vápencové bridlice. Vrchnejší horizont kampilských vrstiev tvoria opäť slienité bridlice s polohami strednozrnných sludnatých bridlíc zelenkavej farby a tmavošedých vápencov.

Stredný trias v okolí Bradla zastupujú gutensteinské vápence, dolomity a dolomitické vápence šedých až čiernych farieb, patriace spodnému anisu, rovnako ako červené doskovité vápence a svetlé vápence s dolomitmi. Stredný a vrchný anis je zastúpený svetlými vápencami a dolomitmi s polohami ružovkastých drobn-

kryštálických vápencov a vápencov s rohovcami. Ladin reprezentujú tmavé rohovcové vápence, označované ako reiflingské vápence. Nad nimi sú svetlé vápence, lavicovité i masívne.

Pre porovnanie priebehu štruktúr hornín paleozoika a mezozoika uskutočnili sme v okrajových častiach mezozoika niekoľko meraní jednotlivých druhov tektonických deformácií s prihliadnutím na dynamometamorfné premeny. Najvýraznejšie smery bridličnatosti ($260-275^\circ$), miestami vrstevnej, prebiehajú diagonálne na vrstevnatosť a vytvárajú s ňou uhol $15-20^\circ$. U spodnotriasových piesčitých a slienitých bridlíc i u stredotriasových vápencov sú hlavné smery bridličnatosti $260-270^\circ$, ďalej 290° vo východnej časti územia a 230° v západnej časti, čo odpovedá priebehu bridličnatosti podložného komplexu starších útvarov. Na klivážnych plochách sú vyvinuté málo výrazné lineárne štruktúry. Rovnako u piesčitých a slienitých bridlíc i u karbonátových hornín sme mohli sledovať *b*-osi nižšieho radu, a to na foliačných plochách V—Z smeru, s priebehom osi 280° k SZ; vo východnej časti prebieha v smere 55° k SV a v západnej časti 250° k JZ. Na horninách mezozoika možno pozorovať tri smery lineárnych štruktúr, z ktorých smer S—J je najmladší. Z vrásových štruktúr vyššieho radu sú sledovateľné vrásky s oboma krídlami, čiastočne prevrátené k S a SZ, izoklinálne vrásky s čiastočne redukovaným severným krídlom a disharmonické vrásky. Mladšie strižné tektonické pohyby viedli k zošupinateniu a druhotnému zbridličnateniu už zvrásnených vrstiev mezozoika a na prevrátených krídlach bridlíc vznikla steblovitá štruktúra.

Záver

Zložitá stavba študovaného územia, v ktorom prevládajú alpínske štruktúrne formy, je výsledkom niekoľkých vývojových etáp. Do obdobia hlavných pohybov alpínskej orogenézy, kedy bola gemeridná tektonická jednotka priblížená k veporidám, vyvíjali sa štruktúry v oboch jednotkách samostatne. Kým vývoj štruktúr u veporid mohol byť ovplyvnený predkambrickým kryštálickým masívom, v oblasti gemerid sa formovali štruktúry v podmienkach geosynklinálneho vývoja.

V oblasti veporid môžeme súhlasiť s K l i n c o v ý m (1962) názorom na vývoj a vznik niekoľkých komplexov v kryštaliniku. Pre ich paralelizáciu s vývojom v gemeridách je žiaduce detailnejšie spracovať vzťahy medzi B a C komplexom (Klinec) v JZ časti veporid. Čierne až grafitické bridlice vo veporidách, zaradované všeobecne do karbónu, vystupujú vo fylito-svorovom pásme ako denudačné zbytky po hercýnskych štruktúrach (S od Turčoka, SV od Sirku a SZ od Burdy). Fylito-svorové pásmo patrí podľa toho k staršiemu — najskôr kaledónskemu — vývojovému cyklu a jeho flyšovú sedimentáciu môžeme paralelizovať s vývojom gelnickej série v gemeridách. Epizonálne a mezozonálne metamorfované fylito-svorové pásma s primárnymi plošnými a lineárnymi štruktúrami mohli vzniknúť v priebehu mladokaledónskej fázy.

V oblasti gemeríd má sedimentácia v priebehu kaledónskej etapy flyšový charakter a bola doprevádzaná kyslým vulkanizmom. Spodnú terigénnu formáciu (Belousov 1958) počas geosynklinálneho vývoja vystriedalo karbonátové (povulkanické) súvrstvie. Vrásnivo-metamorfné procesy, ktoré podmienili vznik prvotných štruktúrnych deformácií, sa tu, podobne ako vo fylito-svorovom pásme veporíd, uplatnili v období mladokaledónskej fázy (spišská fáza; Fusán — Máška — Zobeck). Na zvrásnený podklad gelnickej série sedimentujú mladšie členy staršieho paleozoika, rákošské vrstvy, ktoré boli zvrásnené spolu s podložíom počas hercýnskej (nasjkôr bretónskej) fázy. V období starohercýnských tektonogenetických procesov došlo k intrúzii granitov vo fylito-svorovej zóne.

V priebehu ďalších fáz hercýnskych horotvorných pochodov vznikla v oblasti medzi veporidami a gelnicou sériou strednokarbónska synklinálna depresia. Sedimentácia karbónu bola doprevádzaná bázickým magmatizmom. V období mladšieho paleozoika v dôsledku tektonického nekludu dochádza k paleogeografickým zmenám. Po čiastočnej suchozemskej sedimentácii permu v oblasti Brusníka prechádza sedimentácia do facií príbrežnomorských. U starších zvrásnených komplexov sa hercýnska tektonogéza prejavila hlavne kratogenizáciou.

Na konci hercýnskych tektono-metamorfných procesov dochádza k slabšej granitizácii metasomatického charakteru. V období hercýnskej tektonogézy vznikli hlboké lagúny a depresie, v ktorých sedimentácia po nastúpení alpskej orogenézy má ráz geosynklinálnej spodnoterigénnej formácie triasu. Po sedimentácii karbonátov v priebehu alpínskych pohybov dochádza k zvrásneniu vrstiev triasu a k denudácii územia. Metamorfné-vrásnivé procesy prebiehali počas najintenzívnejšej fázy alpínskeho vrásnenia — v období kriedy. V tomto období došlo k nasúvaniu jednotlivých súvrství a útvarov v smere hlavných pohybov, k vzniku tektonickej diskordancie medzi súvrstviami a k prekryvaniu starších štruktúr mladšími sekundárnymi. Alpínske vrásnenie stiera v oblasti Gemeríd staršie štruktúry kaledónske a hercýnske a vytvára jednotné antiklinórium s dielčimi eleváciami a depresiami v smere hlavnej osi vrásnenia i v diagonálnom smere. V oblasti mezozoickej geosynklinály sa vytvárajú samostatné antiklinálne a synklinálne štruktúrne formy. Niektoré sedimenty mladšieho paleozoika, miestami aj mezozoika, v depresných štruktúrach za kinematických podmienok nadobúdajú hlbinný tektonický štýl (Maheľ 1958a) a pri nasúvaní starších horninových komplexov sa dostávajú do ich podložia ako v prípade magnezitového karbónu a gelnickej série. Ďalším prejavom vrásnenia a tektonickej činnosti sú drobné lineárne štruktúry a vrásky, ako aj izoklinálne vrásy s vergenciou prevažne k S.

Na mladšie pohyby sú viazané i priečne zlomy o väčších amplitúdach, ktoré presekávajú rudné žily, sledujúce alpínske štruktúry; pozdĺž nich dochádza k vulkanickej činnosti v neogéne. Rôzna úroveň tufogénneho materiálu andezitov nasvedčuje na tektonickú činnosť i po vulkanizme.

LITERATÚRA

- [1] Ahlburg J., 1913: Über die Lage und das Alter des Erzgebirges. Mitteilungen aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest. — [2] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Kolektív „Západný Gemer“ 1951, časť I. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Ažgirev G. D., 1956: Strukturnaja geologija. Moskva. — [4] Belousov V. V., 1954: Osnovnyje voprosy geotektoniky. Moskva. — [5] Bystrický J., 1955: Príspevok ku stratigrafii juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava. — [6] Bystrický J. — Fusán O. — Kantor J., 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo werfene Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. III/1—2, Bratislava. — [7] Böckh H., 1903: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy des Hradek und der Umgebung dieser; „Komitat Gömör. Mitt. aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest. — [8] Böckh H., 1908: Über die geologische Detailaufnahme des in der Umgebung von Nagyrőce, Jolsva und Nagyszlabos gelegenen Teiles des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest. — [9] Engels B., 1959: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paleozoikum. Geotektonische Forschungen, Stuttgart. — [10] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemerid. Geologické práce, Zoš. 46, Bratislava. — [11] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [12] Gregor T., 1962: Štruktúrno-geologické pomery na ložisku Železník. Geol. práce, Zoš. 61, Bratislava. — [13] Hils E., 1953: Outlines of structural Geology. London. — [14] Ilavský J., 1952: K otázke uhorňanskej série Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. III/3—4, Bratislava. — [15] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41, Bratislava. — [16] Klinec A., 1962: Vzťah kohútiskeho kryštalinika ku gemeridám. Geol. práce, Zoš. 62, Bratislava. — [17] Kotásek J., 1959: Geologické pomery v okolí Železníka. Geol. práce, Zoš. 56, Bratislava. — [18] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sbor. IV/1, Bratislava. — [19] Maheľ M., 1954: Paleozoické série v Západných gemeridách. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [20] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemerid. Geol. sbor. V, Bratislava. — [21] Máška M., 1954: K tektonické analýze kryštalinika (drobná tektonika Krkonoš). Knihovna ÚÚG sv. XXVII, Praha. — [22] Máška M., 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudných ložísk v Spišsko-gemerském rudohoří. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [23] Nemček A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rim. Baňou a Sirkom. Geol. sbor. IV/3—4. Bratislava. — [24] Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce, Zoš. 39, Bratislava. — [25] Rozložník L., 1958: Príspevok ku geológii ložiska Georgi pri Dobšinej. Geol. sbor. IX/1, Bratislava. — [26] Sander B., 1950: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper I—II. Springer Verlag, Wien. — [27] Sitter L. U., 1956: Structural geology; ruský preklad, Moskva 1960. — [28] Snopko L., 1957: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava. — [29] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava. — [30] Šuf J., 1955: Poznámky o geológii rudní oblasti železnické na Slovensku. Báňsky svět, Praha. — [31] Ševčík R., 1956: Výročná zpráva o predbežnom prieskume na objekte Železník-okolie. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [32] Varček C., 1953: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [33] Varček C., 1955: Zpráva o mineralogicko-geochemickom výskume ložísk južného pásma Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [34] Zoubek V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava.

STRUKTUR-GEOLOGISCHE VERHÄLTNISS E IN DEN VEPORIDEN UND GEMERIDEN NW VON JELŠAVA

Die breitere Umgebung der Lagerstätte Železník ist durch folgende Einheiten gebaut:

a) das veporide Kristallin (Granitoidenkomplex, Phyllit—Glimmerschiefer-Zone — Proterozoikum); Hüllenserie des veporiden Kristallin (Arkosen-Schichtfolge — Jungpaläozoikum); Magnesit-Karbon; Gelnicaer Serie mit vorvulkanischer, vulkanischer und nachvulkanischer Schichtfolge; die Rákoš-Schichtfolge und die Phyllit—Diabas-Serie (Rakovec Serie).

b) neben diesen ist auch die Rožňava—Železník-Serie (Jungpaläozoikum), die Meliata-Serie (Perm—Trias) und südgemerides Mesozoikum vertreten. Neogen ist in den jüngeren tektonischen Depressionen entwickelt.

Infolge wiederholter orogener und tektonischer Prozesse, während welcher es auch zur vulkanischen und magmatischen Tätigkeit kam, sind einzelne Gebilde durch Polymetamorphose und komplizierte tektonische Deformationen gestört.

Der Granitoidenkomplex wurde während jüngerer alpiner Prozesse geschiefert und emporgehoben. Bei den Strukturflächen dominiert die Richtung 255° mit Neigung 50° nach SO, 275° mit Neigung 65° nach SO und 215° mit Neigung 60° nach SO. Granitoide dringen die Phyllit—Glimmerschiefer-Zone durch und bilden eine kompakte Hornstein—Gneis—Glimmerschiefer-Zone.

In der Phyllit—Glimmerschiefer-Zone dominieren 2 Schieferungsflächen, und zwar 260° mit Neigung 40° nach SO und 225° mit Neigung 60° nach SO. Die tektonischen Deformationen zeugen von wiederholten dynamometamorphen Bewegungen in derselben Richtung, wobei die wichtigste Rolle bei der Bildung der tektonischen Deformationen dem Granitoidenmassiv zukam.

Altpaläozoische Schichten der Gemeriden wurden von bunteren und ausgeprägteren linearen und disjunktiven Strukturdeformationen erfasst. Ihre Schieferung verläuft fast parallel mit der Schieferung des veporiden Kristallin. Die übrigen tektonischen Deformationen, hervorgerufen durch hercynische und alpidische Faltungsphase, haben oftmals einige Richtungen der Schieferungsflächen: 280° mit Neigung 65° nach SW, 230° mit Neigung 45° nach SO, 300° mit der Neigung 60° und Richtung 330° mit der Neigung 50° nach SW. Lineare Strukturen und b-Achsen sind entweder an den Schieferungsflächen, oder verlaufen fast parallel mit der Schieferung. Bei der Bildung der Flexuren haben die b-Achsen auch eigene (selbständige) Richtung ($170^\circ/15^\circ$, $110/45^\circ$). Transversale Antiklinale von Železník (M a h e l 1953) entstand während der alpidischen orogenitischen Prozesse bei Überschiebung des Altpaläozoikum auf die Karbon-Schichten.

Jungpaläozoikum ist im studierten Gebiet in drei selbständigen, voneinander isolierten Sedimentationsräumen entwickelt: die *Magnesit-Serie* (Mittelkarbon nachgewiesen durch Faunenfunde) bildet eine Synklinale am Kontakte der veporiden und gemeriden tektonischen Einheit. Ihre Ablagerung wurde vom basischen Vulkanismus begleitet. Die *Arkosen-Schichtfolge der Hüllenserie* vom veporiden Kristallin (Perm) hat eine Strand- bis kontinentale Entwicklung; *Konglomerate und Brekzien*, die F u s á n (1959) zum Karbon, Š u f (1935) und M á š k a (1955) zum Perm stellt, stellen ein Glied der marinen Entwicklung des Jungpaläozoikum in den Gemeriden dar.

Im Magnesit-Karbon machen sich sowohl die Strukturen der gemeriden, als auch der veporiden tektonischen Einheit geltend. Ihre Schieferung unterscheidet sich nicht wesentlich von den älteren Einheiten. Sie verläuft etwa in Richtung 60° mit dem Neigung 55° nach SO, oder 295° mit Neigung 60° nach SW, oder 230° mit Neigung 45° nach SO und 190° mit Neigung 45° nach SO. Im allgemeinen tragen die Strukturdeformationen des Magnesitkarbon den Charakter der „Halbtiefertektonik“. Die Arkosen-Schichtfolge und die Rožňava—Železník-Serie haben hingegen einen „oberflächentektonischen“ Styl. Auf die Arkosen-Schichtfolge ist Magnesit—Karbon, auf die Rožňava—Železník-Serie wiederum die permtriassische Übergangsfazies (die Meliata-Serie) über-

schoben. Es kam dazu während der jüngeren Phasen des alpidischen Orogens. Der Verlauf der Schieferung bei beiden Schichtfolgen ist fast dergleiche (255° und 265° mit dem Fallen 55° nach SW und 195° mit Neigung 30° nach O) zu finden. Die Linearstrukturen und b-Achsen bei dem flachen „oberflächentektonischen“ Stil sind was die Richtung anbelangt viel variabel und zahlreicher.

Die Meliata-Serie hat eine ziemlich bunte fazielle Entwicklung und lithologische Zusammensetzung. Dadurch wurde natürlich auch die Bildung und Entwicklung der Strukturdeformationen und deren Richtung beeinflusst. Während des alpidischen Orogens kam es zur Angliederung dieser Ablagerungen zu den älteren, tektonisch bereits während der hercynischen Faltung gestörten Gebilden, wobei auf den Verlauf der Schieferung auch die Morphologie des Untergrundes gewissen Einfluss übte. Die meist vorkommende Richtung ist 275° mit dem Fallen 70° nach S; seltener sind die Schieferungsflächen 290° mit dem Fallen 65° nach SW, 330° mit Neigung nach SW und 225° mit den Fallen nach SO gerichtet. Die b-Achsen und Lineationen verlaufen beim Fallen von $5-35^\circ$ in SW und auch in SO Richtung mit Vergenz nach Norden.

Von mesozoischen Gebilden weisen einen verhältnismässig beständigen Verlauf der Schieferung die Werfener Schiefer. Ihre Richtung 265° mit dem Fallen 55° nach SO zeugt davon, dass die Schieferung dieser Schichten vom bereits metamorphierten paläozoischen Komplex beeinflusst wurde, der bei der Faltung als das masgebende Glied auftrat. Die jüngere Schieferung, hervorgerufen durch spätere Faltungsprozesse, verläuft in Richtung 290° mit dem Fallen 60° nach SW und 225° mit der Neigung 35° nach SO.

Die strukturellen und tektonischen Deformationen des veporiden Kristallin, des gemeriden Paläozoikum, wie auch der mesozoischen Schichten zeigen ähnliche bis identische Richtung ihrer Schieferung. Daraus kann man schliessen, dass während der älteren orogenetischen Phasen (kaledonische und hercynische) nur relativ schwächere dynamometamorphe Prozesse verliefen und der wesentliche Umbau der Strukturen bei einzelnen Gesteinskomplexen im Laufe des alpidischen Orogens stattfand.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

F. I. ŽUKOV

JEDNA Z VARIANT ROZDĚLENÍ SVRCHNĚPERMSKÝCH SEDIMENTŮ SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHOŘÍ

Již D. Š t ů r (1868) vydělil v severní zóně Spišsko-gemerského rudohoří souvrství pestrých sedimentů, které podle analogie s podobnými sedimenty alpské soustavy zařadil Z o u b e k (1930) mezi svrchněpermské horniny (tzv. verrucano). Také novější práce potvrdily příslušnost těchto vrstev k permu. Sporné zůstalo určení vrstevního sledu tohoto, místy až 1000 m mocného souvrství. Tato práce je ztížena ne jenom nepřítomností fosilních zbytků fauny a flóry, ale také častými a pestrými litologickými přechody a navíc ještě alpskou tektonikou. Odlišení jednotlivých vrstev stalo se naléhavým zejména po zjištění průmyslových koncentrací MO a Cu rud, vázaných na vulkanogenní horniny uprostřed hornin permu. Rudní tělesa, reprezentována hlavně chalkopyritem a molybdenitem, jsou vázána na pyroklasty bezprostředně nad výlevy křemitých porfýrů.

Na základě starších i novších mapovacích prací lze komplex permu rozdělit na 3 samostatná souvrství: 1. bazální (P^1_2); 2. efusivně-sedimentární (P^2_2); 3. střídavých vrstev (P^3_2). Každé z těchto souvrství má charakteristické litologicko-petrografické složení.

Severní část Spišsko-gemerského rudohoří

B a z á l n í s o u v r s t v í zastupují hrubozrnné facie příbřežních a kontinentálních usazenin (slepence a arkosové pískovce). Bazální slepence leží diskordantně na horninách karbonu nebo devonu a jsou tvořeny úlomky žilného křemene, hornin rakovecké (fylito-diabásové) a gelnické série; podstatně méně je úlomků hornin karbonských. Místy byly nalezeny i úlomky křemitých porfýrů staršího paleozoika. Jejich velikost se rychle mění v horizontálním i vertikálním směru. Ve spodní části souvrství jsou úlomky až 10 cm veliké, směrem nahoru

pouze 2 až 3 cm. Úlomky jsou málo opracované a vyjíměčně i neopracované, s ostrými hranami. Tmel je jílovitý a jílovito-písčitý, obvykle fialověčervené barvy, místy zčásti sericitizován. Hornina je kompaktní; patrná je silná břidličnatost. Ztlačené úlomky a sericitizovaný tmel svědčí o metamorfóze hornin. Stupeň metamorfózy permských slepenců je podstatně menší než u bazálních (bindt-rudňanských) karbonských slepenců.

Bazální souvrství je místy laterálně charakterizováno náhlými faciálními přechody. Hrubá klastika obvykle sledují celý kontakt permu s podložím, v některých případech jsou však vystřídána písčito-jílovitými uloženinami. Takové změny byly způsobeny značnou nerovností paleoreliéfu. Mořské pobřeží bylo pravděpodobně členité a bazální souvrství sledovalo pobřežnou linii. Postupně pak byl terén nivelován denudací, proto bazální souvrství není všude souvislé.

Podle E. Drnzíka bazální slepence dosahují maximální mocnosti nad devonskými a středně karbonskými horninami. Po úklonu na sever se mocnost slepenců zmenšuje a postupně jsou nahrazovány pískovci, aleulolity a jílovitými břidlicemi. Ve vrtech v okolí Novoveské Huty byly pod jílovito-písčitým souvrstvím v hloubce 300–400 m zastíženy značně metamorfované šedé horniny, připomínající typický karbon severních gemerid. Mocnost bazálního souvrství se pohybuje od 250–400 m, v okolí Dobšíně a Braniska pouze 50–100 m.

V okolí Novoveské Huty a Kropach nad bazálními slepenci následují fialové a šedofialové aleulolity a pískovce (100–250 m a více); ve svrchních částech tohoto souvrství lze mikroskopicky zjistit tufový a popelový materiál. Směrem na Z (okolí Dobšíně), JV (Košické Hamry a Košice) a SV (Černá hora) aleuliticko-písčité sedimenty vyklíňují.

E f u s i v n ě - s e d i m e n t á r n í s o u v r s t v í. Vulkanické permské souvrství na severu SGR je směrně velmi stabilní ve střední části profilu. Na některé facie této série je vázáno Cu a Mo zrudnění. V současné době vyčleňujeme v něm tři části (od podloží k nadloží): spodní efusivně-sedimentární vrstvy; „pestré“ vrstvy; svrchní efusivně-sedimentární vrstvy.

Spodní efusivně-sedimentární vrstvy. Aleuriticko-písčité sedimenty, jak již bylo řečeno, obsahují ve svrchních částech tufový a popelový materiál. Nad nimi následuje obzor tufitických pískovců, hydrotermálně přeměněných, hlavně sericitizovaných. Jsou složeny z jemné směsi sericitu a křemene, který vytváří ostrohranné úlomky. Nad tufitickými pískovci je uložen příkrov křemenných porfyrů, zřídka přesahující mocnosti 10 m (prostor Novoveská Huta–Dobšíná), vyjíměčně 50–70 m (Kropachy–Košická Belá–Košice). V jejich nadloží jsou hrubá pyroklastika (tufové brekcie, aglomeráty), která se výše střídají s aleulolity a pískovci, často obsahujícími velké množství tufového materiálu.

Mocnost těchto vrstev v okolí Novoveské Huty je 60–80 m, ale již 3 km Z se zvětšuje na 100 m a u Dobšíně dosahuje 200 m. Směrem východním v okolí Kropach dosahuje 150 m, u Černé hory maximálně 100 m a v prostoru Ko-

šické Hámry—Košice nejméně 200 m. Mění se také litofaciální charakter vrstev. V okolí Novoveské Huty jsou to hlavně hrubé tufové pískovce a slepence, v okolí Dobšíně se vulkanický materiál střídá s aleurity a fylitickými horninami, podobně jako v okolí Krompach a v „košickém“ pásmu, na rozdíl od hrubozrnných hornin Černé hory. Spodní efusivně-sedimentární vrstvy pozvolna přechází do tak zv. „pestrých“ vrstev.

Pestré vrstvy. Mezi dvěma výraznými efusivně-sedimentárními polohami jsou uloženy vrstvy, lišící se od nich podstatně litologicky. Podle zbarvení byly tyto vrstvy nazvány „pestrými“; jsou tvořeny aleurolity, jílovitými břidlicemi, jemnozrnnými a středně zrnitými pískovci, fialově, někdy až červenofialově „zbarvenými“. Obsahují polohy šedých a zelenavě šedých aleurolitů a pískovců, které místy jsou doprovázeny nevelkými vložkami felsitických porfýrů a jejich tufů. Polohy intraformačních slepenců obsahují zpravidla valouny křemenného porfyru a nachází se obvykle v nadloží vulkanogenních útvarů. Mocnost „pestrých“ vrstev v okolí Novoveské Huty a Krompach se pohybuje od 150 do 200 m, v okolí Dobšíně do 50 m a na východě, v okolí Černé hory 70—100 m. V prostoru Košické Hamry—Košice nelze podle současných materiálů tyto vrstvy rozlišit.

Svrchní efusivně-sedimentární vrstvy jsou na rozdíl od podložních vrstev hrubozrnnější a obsahují více efusiv. Ve spodní části převládají fialové aleurolity a pískovce; výše následují křemenné porfyry a s nimi spojená pyroklastika; dále se opět objevují pískovce, slepence a aleurolity. Mocnost vrstev se pohybuje od 50 m na Z do 200 na JV (na území „košického pásma“).

Souvrství střídavých vrstev. Permská sedimentace byla zakončena souvrstvím často se střídajících poloh malé mocnosti, rozličného složení. Litologicky jsou to horniny shodné s horninami „pestrých“ vrstev. Od efusivně-sedimentárního souvrství se však liší tím, že 1. chybí v něm zcela vulkanogenní materiál; 2. mocnost jednotlivých vrstev, nehledě na jejich značné plošné rozšíření, je malá (max. 15 m, většinou 1,5—2,0—5,0 m); 3. ve svrchní části souvrství jsou polohy sádrovce s celkovou mocností až 50—60 m.

Hranice permu a spodního triasu není mnohdy jasná. Klademe ji nad sádrovcové polohy do míst, kde začínají převládat transgresivní sedimenty triasu (hlavně werfenské břidlice) nad často se střídajícími horninami regresivního cyklu svrchních částí permu.

Jižní část Spišsko-gemerského rudohoří

Existenci permských sedimentů na „jih“ SGR předpokládal již Böckh (1905), Šuf (1935); Andrusov, Zoubek, Maheř, Fusán, Bystrický, Máška, Ivanov a další rozlišují určitý faciálně-litologický soubor hornin, pravděpodobně odpovídající svrchnímu permu. Při popisu permských sedimentů v severní části SGR byla věnována pozornost třem význačným zjevům: 1. existenci bazálních sle-

penčů jako důsledek začátku transgresivního cyklu, 2. vývinu efusivně-sedimentárního souvrství ve střední části profilu, 3. vývinu sádrovcových sedimentů ve svrchních částech profilu jako příznaku konce permské transgrese a začátku regresivního cyklu.

Uvážíme-li nevelkou plochu SGR, můžeme předpokládat, že jeho paleogeografický vývoj byl v *severní i jižní části období*, v obou částech začátek transgresivního permského cyklu je zastoupen bazálním souvrstvím.

Bazální souvrství. M. Maheř se pokusil rozčlenit problematické, paleontologicky nedokázané souvrství v prostoru Rybník—Brusník—Španie Pole, kde lze rozlišit tři litologicky se lišící polohy pod usazeninami spodního triasu (werfenu).

Spodní část má ráz flyše; střídají se zde sericitické a kvarcitické břidlice, mnohdy s grafitovým pigmentem a lydity, grafitické břidlice, fylity a vápence. Ve *střední části* převládají kvarcitické břidlice, provázené slepenci. Směrem k nadloží začíná převládat hrubozrnný materiál. Slepence zde obsahují valouny křemene, kvarcitických fylitů a lyditů; tmel je křemeno-písčítý a křemeno-sericitický. Horniny jsou šedé, často tmavě šedé vlivem grafitického pigmentu; objevují se fialové tóny. *Svrchní část* se výrazně liší od spodní a střední červenavě-fialovým zbarvením hornin. Je složena se slepenců s polohami pískovců a „pestrých“ břidlic. Kromě barvy se odlišují také převládáním jílovitého materiálu, menší opracovaností a petrografickým složením valounů. U podloží slepence obsahují valouny červených pískovců, křemenců červenavého odstínu a větší množství úlomků křemence. Směrem k nadloží přibývají valouny červených pískovců, křemenců a fialově-červených břidlic. Ve slepencích se mnohdy objevují polohy hrubozrnných červenofialových a hnědavých „pestrých“ pískovců a písčito-jílovitých břidlic. Při přechodu do nejsvrchnějších částí je „pestré“ zbarvení hornin vystřídáno žlutošedým a šedým. Ubývá také hrubozrnné frakce a začínají převládat křemenné pískovce a křemence, přecházející do hornin spodní části werfenu.

Zde musíme pravděpodobně hovořit o karbonském transgresivním cyklu (spodní část souvrství), jeho postupném útlumu (střední část) a začátku permské sedimentace (svrchní část souvrství). Polohy slepenců červenofialové barvy řadíme do souvrství P^{1a}₂.

Poněkud víc na SV v okolí Ochtině a Jelšavy lze rozlišit komplex hrubě úlomkovitých hornin, ležících zjevně diskordantně na slepencích, fylitech a vápencích karbonu a na metamorfovaném spodním paleozoiku. Jsou to většinou slepence s drobovými valouny, často faciálně zastoupenými arkosovitými pískovci; mnohdy můžeme pozorovat v bazálních sedimentech polohy „pestrých“ břidlic. Východním směrem v okolí Rožňavy a Drnavy G r e g o r (1960) rozlišuje bazální slepencové souvrství permu. Slepence jsou složeny nedokonale opracovanými valouny hornin spodního paleozoika a mají ráz brekcie. Transgresivní charakter tohoto souvrství potvrzují polohy arkosových pískovců písčito-jílovitých břidlic ve slepencích.

Obdobné horniny pokračují dále na V k Nižnímu Medzevu a pak až ke Košicím.

Mocnost bazálních vrstev podle výchozů se pohybuje kolem 200—300 m.

Efuzivně-sedimentární souvrství. V poslední době se zvýšil zájem o komplex permských vulkanogenních hornin, v kterých se koncentruje zrudnění. Zatím není shromážděn dostatek materiálu pro srovnání s prostorem severní gemeridní synklinály. Přesto můžeme zmíněné horniny předběžně zařadit do stratigrafického profilu permu v jižní části Spišsko-gemerského rudohoří.

Na západě, v okolí Ochtině a Jelšavy, blízko Štítnické doliny je nevelký ostrůvek efusiv, ležících na šedých a zelenavých pískovcích s vložkami jílovito-písčitých břidlic nad bazálními uloženinami. Vulkanogenní horniny jsou značně metamorfované a zvětřelé, zbrídlíčnatělé a vybělené. Poněkud východněji od tohoto území, mezi Drnavou a Zádělskou dolinou v okolí obce Lučky rozlišuje A n d r u s o v (1954) křemenné porfyry v souvrství břidlic, které tehdy řadil do karbonu a spodního triasu. V současné době zařazujeme k permu nejen efusiva a pyroklastika, ale také okolní mořské sedimenty.

Podle M á š k y (1957) a průzkumných vrtů můžeme v okolí Rožňavy a Drnavy rozlišit souvrství psamiticko-pelitických hornin s výrazným podílem vulkanogenního materiálu na různých místech profilu. Ve spodní části profilu byly zastíženy křemenné porfyry, keratofyry, někdy porfyryty i diabásové horniny. V nejvrchnějších partiích střední části permu lze rozlišit polohu tmavošedých pískovců s příměsí pyroklastického materiálu (popelového tufogenního). V okolí Nižního Medzevu, hlavně pak S od Jelení hory jsou lokálně vyvinuty (I v a n o v 1957) permské vulkanogenní horniny. „Ostrovy“ permských břidlic společně se slabě metamorfovanými křemennými porfyry a s pyroklastickým materiálem jsou uloženy bezprostředně na fylitech gelnické série.

Na jihu SGR zůstaly bohužel jen nevelké erodivní zbytky permských hornin. Hlavní část permských sedimentů je oddělena mohutnými alpinskými dislokacemi od metamorfovaného staropaleozoického podloží v místech přechodu středního antiklinoria do severouherské nížiny a je překryta mesozoikem a terciérem. Na základě erodivních zbytků permu lze soudit alespoň orientačně o stratigrafické pozici efuzivně-sedimentárního souvrství svrchního permu na jihu Rudohoří. *Spodní efuzivně-sedimentární vrstvy*, známé ze severu, byly identifikovány v okolí Štítnické doliny (Ochtiná—Jelšava) a v „ostrovech“ permu v okolí Nižního Medzevu. *Za svrchní efuzivně-sedimentární vrstvy* lze pokládat křemenné porfyry, popsané A n d r u s o v e m (1954) u obce Lučky mezi Drnavou a Zádělskou dolinou později také M á š k e m (1957). Každé souvrství je 150—300 m mocné.

Ekvivalentem *pestrých vrstev* jsou pravděpodobně zelenavé, šedé a modrošedé břidlice, vzácněji jemnozrné pískovce, mnohdy s příměsí tufového materiálu mezi efuzivními vrstvami. Patří k nim také břidlice a polohy slepenců fialověčervené barvy. Příznačné jsou vložky vápenců, vápenitých pískovců a dolomitů, často s příměsí tufitického materiálu. Mocnost „pestrých“ vrstev dosahuje 700—800 m.

Je zřejmé, že pozorování z jednotlivých úzkých lokalit mohou vyvolat řadu pochyb při sestavování detailních profilů. Nehledě na to, nelze v zásadě popírat zařazení souvrství P²₃ do střední části permských sedimentů na jihu SGR. Nálezy vulkanogenních produktů v horninách nad bazálním souvrstvím sa dobře koreluje s efusivně-sedimentárními vrstvy severogemerské synklinály. Dokonce v sedimentech permokarbonu „Zemplínskeho ostrova“, nehledě na jeho značnou vzdálenost, je možné rozlišovat obdobné vrstvy.

Souvrství střídavých vrstev. Ke konci permu transgresivní vliv permského moře slábl; jsou náznaky stabilizace a posléze i částečné regrese moře. Svědčí o tom především: 1. časté střídání různých litofaciálních poloh; 2. zvýšený obsah hrubého materiálu v poměru k podložním vrstvám; 3. vývin sádrovcových poloh; 4. objevení se červenofialových hornin v nejsvrchnější části souvrství.

Náčrt dělení svrchního permu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoří

Souvrství	Vrstvy	Mocnost v m	Charakteristické horniny
P ² ₃		50— 350	Časté střídání aleurolitů, pískovců a slepenců. Sádrovce a anhydrit. Na jihu vápencové vrstvy.
P ² ₂	P ^{2c} ₂	50— 200	Křemenné porfyry a jejich pyroklastika.
	P ^{2b} ₂	100— 700	Pestré břidlice, pískovce, slepence zřídka vulkanogenní horniny. Na jihu SGR někdy vápnité vložky.
	P ^{2a} ₂	50— 200	Křemenné porfyry a jejich pyroklastika (tufové brekcie, aglomeráty, tufové pískovce a pod.)
P ¹ ₂	P ^{1b} ₂	~ 300	Pískovce, aleurolity, jílovité břidlice, zřídka drobové slepence.
	P ^{1a} ₂	100— 300	Bazální slepence, arkózy

V západní části území (Ochtiná—Jelšava) a podél břehové linie permského moře se nachází souvrství střídajících se zelenavě šedých slepenců a jílovitých břidlic se značným množstvím vápnitého tmelu. Do nadloží se zvětšuje podíl vápnitého materiálu, až se tvoří vložky vápenců a dolomitů, střídajících se se stejně mocnými (do 1 m) písčitymi polohami. Horniny jsou zbarveny šedo zeleně. Typické je pro ně obsah slídy. Přimo v nadloží jsou vyvinuty již vzpomínané sádrovcové polohy, ve kterých se střídají sádrovce a břidlice; mocnost jednotlivých

vrstev se pohybuje od několika cm do 1—3 m. Tyto horniny byly zastiženy řadou vrstů jižně od Rožňavy, Jelšavy a v okolí Rudníku u Jasova. Konečně v nejsvrchnějších partiích profilu se objevují červenošedé, fialové slídnaté a vápenité pískovce s vložkami vápenců.

Na základě výše uvedeného materiálu jsme sestavili jednu z variant rozdělení svrchněpermského oddílu v prostoru SGR (viz tabulku); jde ovšem o dělení značně schematické.

LITERATURA

- [1] Andrusov Dm., 1958: Geológia československých Karpát I. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava. — [2] Andrusov Dm., 1953 Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zadielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [3] Bystrický J. — Fusán O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítniku. Věstník ÚÚG, roč. XXX, Praha. — [4] Bystrický J. — Fusán O., 1954: Geologické pomery Hrádku pri Štítniku. Geologický sborník V/1—4, Bratislava. — [5] Bystrický J. — Fusán O., 1961: O sádrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geologický průzkum, roč. III/8, Praha. — [6] Drnzík E., 1959: Zpráva o vyhodnocení rajonu Novoveské Huty na základě odkryté i předběžné geologické mapy, archivních údajů a výpočet geologických zásob. Rukopis; archiv Geologický průzkum n. p. Turč. Teplice. — [7] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [8] Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník IV/1—2, Bratislava. — [9] Gregor T., 1959: Štruktúrno-geologická analýza a metalogenetický výskum medzi Rožňavou a Drnavou. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [10] Ivanov M., 1957: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [11] Maheľ M., 1952: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemerídách. Geologický sborník IV/1—2. — [12] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geologický sborník V/1—4, Bratislava. — [13] Maheľ M., 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava. — [14] Maheľ M., 1954: Paleozoické série v západných gemerídách. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava. — [15] Máška M., 1957: Zpráva o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského Rudohorí" (l. perm). Zprávy o geol. výskumech v r. 1956; ÚÚG, Praha.

Ф. И. ЖУКОВ

ОДИН ИЗ ВАРИАНТОВ РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКОЙ ТОЛЩИ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО РУДОГОРЬЯ

Выделенная в 1930 году В. Зоубеком толща „веррукано“ до настоящего времени не имеет общерегионального стратиграфического подразделения. На основании сопоставления пермских разрезов по отдельным участкам и палеогеографического анализа предлагается выделить три свиты в верхнепермском комплексе СГР: 1. Базальная (P_2^1); 2. Эффузивно-осадочная (P_2^2); 3. Переслаивания (P_2^3).

Каждая из этих свит характеризуется своим определенными особенностями:

- R_2^1 — грубокластическим материалом в конгломератовой толще (начало трансгрессивного цикла).
- R_2^2 — вулканогенным комплексом пород, накопившемся как в континентальных, так в морских условиях (цикл активной вулканической деятельности).
- R_2^3 — а) Частым чередованием маломощных литолого-фациальных разностей в вертикальном и горизонтальном направлениях.
- б) Присутствием гипсоносных образований в верхней части свиты.
(Конец трансгрессивного и начало регрессивного цикла.)

E. DRNZÍK—J. HUDÁČEK

NIEKOĽKO POZNÁMOK K ČLENENIU PERMU A WERFENU A KLADENIE HRANÍC MEDZI NIMI V PRIESTORE NOVOVESKEJ HUTY

V priestore Novoveskej Huty súvrstvie permu a werfenu dosahuje najväčšiu mocnosť; je eróziou odkryté na pomerne veľkej ploche, takže v ňom možno pozorovať zmeny litologického zloženia hornín — od bazálnych permských zlepcov až po bázu stredotriasového vápencovo-dolomitického komplexu. Štúdium súvrstvia permu, najmä v súvislosti so zvláštnymi typmi zrudnenia a značné množstvo banských i vrtných prác, prinieslo nové poznatky a viedlo ku kritickému zhodnoteniu doterajších názorov na členenie permu i na lokalizovanie hranice medzi permom a werfenom v tomto území. Mnohé nejasnosti v tomto ohľade boli zapríčinené zhodným faciálnym vývinom i petrografickým obsahom vrchných častí permu a spodných častí spodného triasu (spodnowerfenské súvrstvie, označované dnes ako *seis*; *Maheľ* 1955), ako aj neprítomnosťou skamenelín. Hranica medzi týmito dvoma súvrstviami bola v niektorých miestach konvencionálna, stratigraficky i priestorovo rôzne lokalizovaná. Preto časť hornín permu sa pričleňovala k werfenu a naopak, podľa osobných kritérií autorov. Najlepšie to odrážajú geologické mapy: napr. *Henke* (1926), *Andrusov* (1950), *Vocínek* (1953), *Maheľ* a *Biely* (1955) i naše mapy (príloha 1).

Henke (1926) zónu červených i zelených bridlíc a pieskocov vo východnej časti územia považuje za najvyššiu polohu permu, kam pričlenil aj časť vrstiev, ktoré *Andrusov* a *Maheľ* považujú za werfen, poľahky označujú ako prechodné súvrstvie medzi permom a werfenom. Neskôr *Henke* (1929) opravuje svoj názor a uvádza, že vrstvy permu sú viac-menej zvrásnené, kým vrstvy triasu ležia horizontálne alebo málo naklonené. Ako dôkaz diskordancie uvádza výskyty hrubých valúnov permských zlepcov v spodnom triase a v anhydrite v štôlni *Ernst Körner*. Podľa *Henkeho* ložisko sadrovca-anhydritu tvorí rozhranie medzi permom a werfenom. Podľa *Andrusova* a *Maheľa* (1948) spodný ho-

rizont werfenských vrstiev, inde zastúpený kremencom, je v opisovanom území nahradený lagunárne-plytkovodnou faciou sadrovcovo-anhydritovou. Neskôr Andrusov (1950) i Maheľ a Biely (1955) nevyklučujú možnosť, že k werfenu patria aj zlepenca, predtým zaradované do najvrchnejších horizontov permu; rovnaký názor vyslovil aj M á š k a (1957).

Naša geologická mapa overená radom vrtných profilov v rajóne Novoveskej Huty potvrdzuje predpoklad, že za bázu werfenského súvrstvia možno považovať zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov. Súčasne však členíme súvrstvie permu a werfenu o niečo odlišne. Pri členení permu sme vychádzali z niekoľkých typických vrtných profilov, hlavne takých, ktoré boli založené v spodnom werfene a prevrtali horniny permu (vrty NH-1, NH-2, NH-3, NH-4 a V-70), resp. ktoré boli založené v efuzívno-sedimentárnom súvrství a prešli hlboko do podložia (vrty S-84, S-96). Vrt S-85 bol založený v podloží efuzívno-sedimentárneho súvrstvia a dosiahol bazálne permské zlepenca. Priložené profily vrtov takto zachycujú celú mocnosť permu i jeho bezprostredné nadložie.

Vrtmi bol zistený tento sled vrstiev (od hora):

- a) spodnowerfenské (seis) piesčito-bridličnaté súvrstvie s vložkami zelených sludnatých pieskovcov;
- b) poloha zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov;
- c) červenofialové ílovité bridlice so zelenými vložkami i s polohou sadrovca-anhydritu;
- d) súvrstvie, v ktorom sa často striedajú litologicky rôznorodé horniny;
- e) efuzívno-sedimentárne súvrstvie s polohami kremitých porfýrov;
- f) poloha šedofialových piesčitých bridlíc, v spodných častiach s drobnami;
- g) bazálne zlepenca permu.

Podľa Maheľa a Bieleho najvyšším členom verukána je poloha zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov, kým polohy sadrovca-anhydritu patria do werfenu. Z priložených profilov je zrejmé, že nad polohou sadrovca ležia zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov.

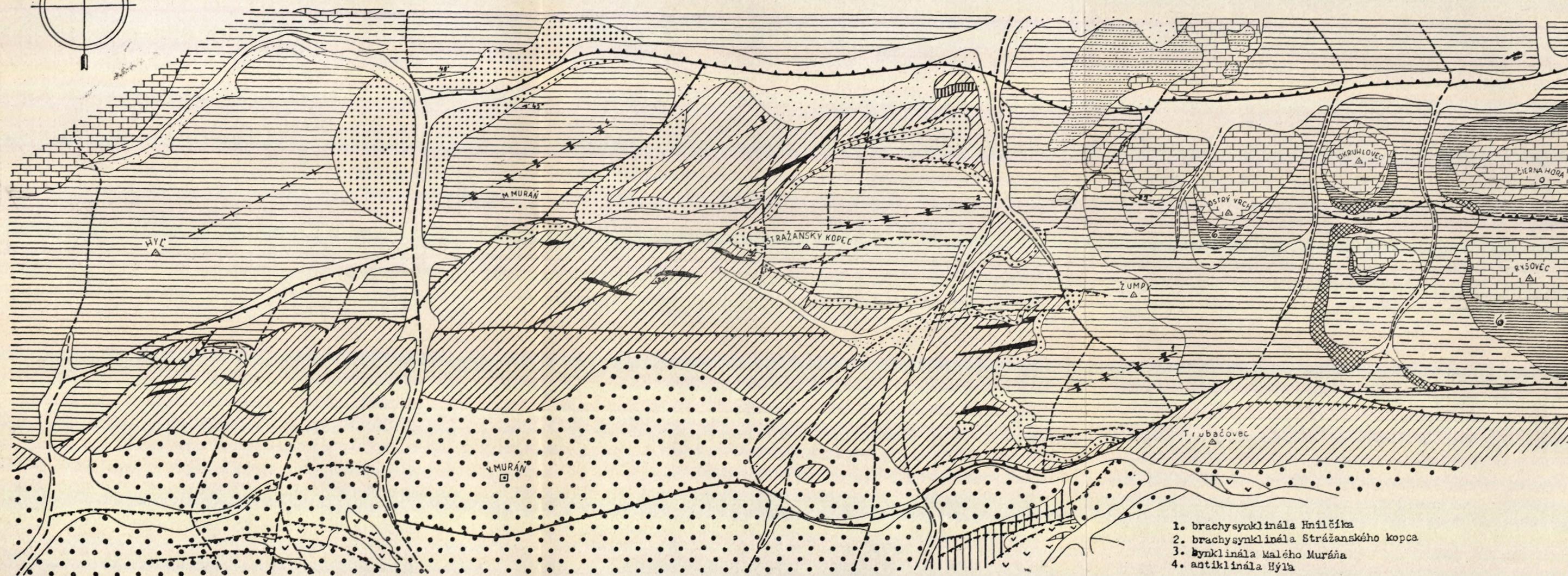
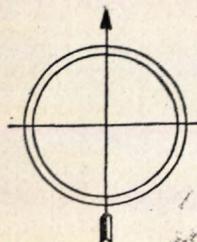
Otázkou je, akého veku je sadrovec-anhydritové ložisko na severných svahoch Strážanského kopca (892,2 m). Pri analýze vrtných i geologických profilov treba brať do úvahy tieto fakty:

1. v podloží zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov sú červenofialové ílovité bridlice s polohou sadrovca-anhydritu;
2. výraznú zmenu sedimentácie; plytkovodná lagunárna fácia (sdrovec-anhydrit a ílovitý materiál) sa mení na hrubodetritickú;
3. prítomnosť valúnov kremitých porfýrov v zlepencoch z podložných permských kremitých porfýrov;
4. sadrovec-anhydritové ložisko je uložené súhlasne s podložným súvrstvom permu a je spolu s ním zvrásnené; v miestach vývinu triasových vápencov i nadložných vrchnowerfenských polôh je uložené pod uhlom 45–70°;
5. sadrovec-anhydritové ložisko je prerazené kremeň-kalcit-ankerit-sulfidickými šmuhami a má iný vrstevný sled než ložisko nafárané Novou štôľňou vrtmi SB-1, SB-2, SB-3 vo werfenských vrstvách (Biely 1955).

GEOLOGICKÁ MAPA OKOLIA NOVOVESKEJ HUTY

DRNZÍK - HUDAČEK 1958 - 61

0 1 km



1	[Pattern]
2	[Pattern]
Q	[Pattern]
3	[Pattern]
4	[Pattern]
5	[Pattern]
6	[Pattern]
7	[Pattern]
8	[Pattern]
9	[Pattern]
10	[Pattern]
11	[Pattern]
12	[Pattern]
13	[Pattern]
14	[Pattern]
15	[Pattern]
16	[Pattern]
17	[Pattern]
18	[Pattern]
19	[Pattern]
20	[Pattern]
21	[Pattern]
22	[Pattern]
23	[Pattern]

1. brachysynklinála Hnilčička
2. brachysynklinála Strážanského kopca
3. synklinála Malého Muráňa
4. antiklinála Hýľa

Vysvetlivky: 1 — alúvium; 2 — sutiny; 3 — paleogénne zlepenca a pieskovce; 4 — svetlé a ružové vápence; 5 — dolomity; 6 — tenkolavičkovité slieňa a vápence; 7 — zelenkavé, fialovkasté a hnedasté fľovité bridlice; 8 — rauwaky, sadrovec — anhydrit; 9 — hmatitové bridlice a pieskovce; 10 — šedofialové bridlice s vložkami zelených sludnatých pieskovcov

a aleuritov; 11 — zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov; 12 — piesčito-bridličnaté súvrstvie permu; 13 — sadrovec-anhydrit; 14 — kremité porfýry; 15 — bazálne zlepenca permu; 16 — grafitické bridlice; 17 — diabázové tufy a diabázy; 18 — tektonické poruchy prešmykového charakteru; 19 — tektonické poruchy so zrudnením Cu, Fe, SiO₂; 20 — priečne tektonické po-

ruchy; 21 — pozdĺžne tektonické poruchy poklecového charakteru; 22 — smer a sklon vrstiev; 23 — výskyt slamenelín.

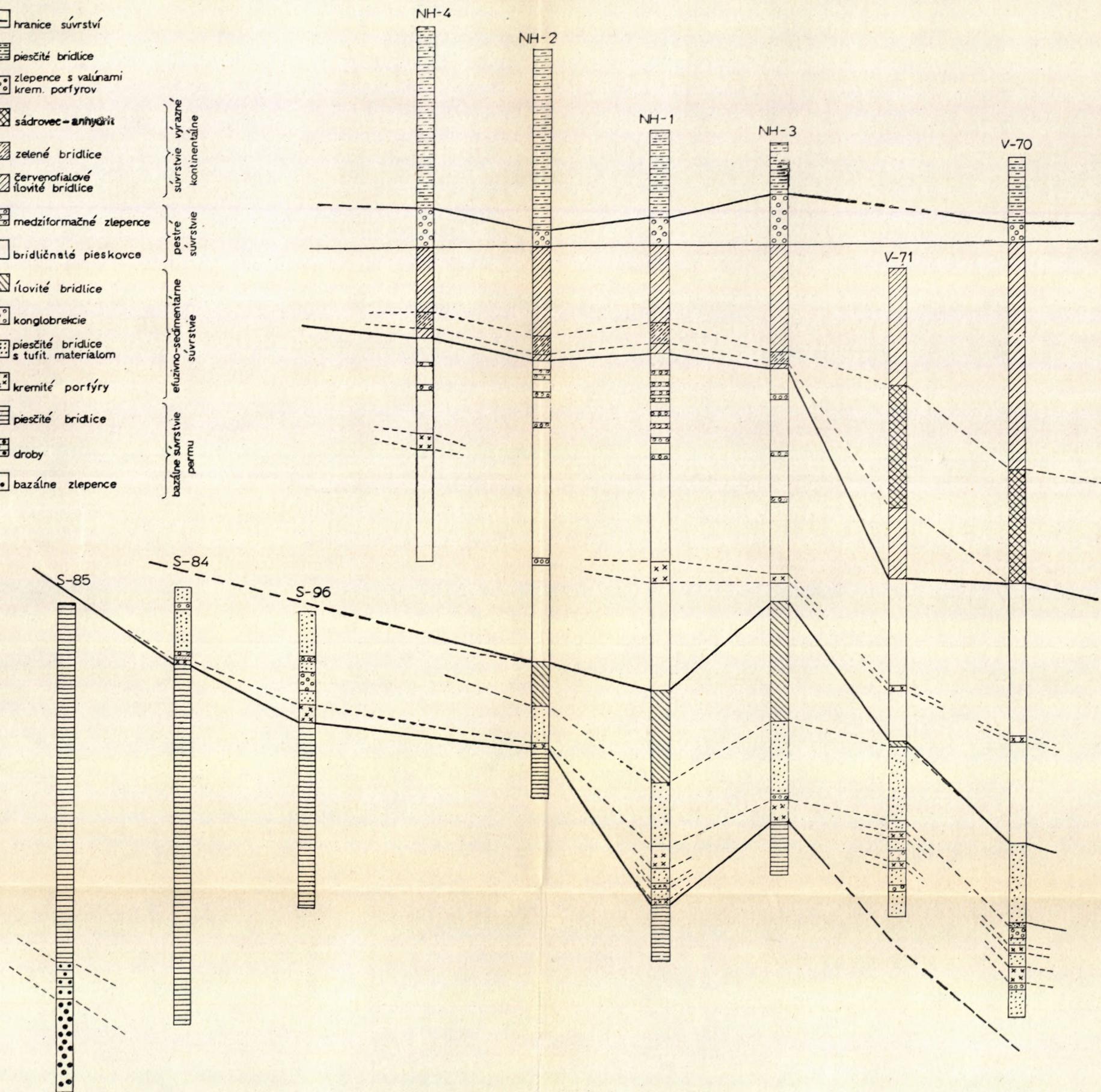
Schema stratigrafického členenia permu v priestore Novoveskej Huty

Príloha č. 2

Vysvetlivky

-  hranice polôh
-  hranice súvrstí
-  piesčité bridlice
-  zlepenec s valúnami
krem. porfýrov
-  sádrovec - anhydrit
-  zelené bridlice
-  červenofialové
ílovité bridlice
-  medziformačné zlepenec
-  bridličnaté pieskovce
-  ílovité bridlice
-  konglobekcie
-  piesčité bridlice
s tufit. materiálom
-  kremité porfýry
-  piesčité bridlice
-  droby
-  bazálne zlepenec

súvrstvie výrazne
kontinentálne
 súvrstvie
 súvrstvie
 efuzívno-sedimentárne
 súvrstvie
 bazálne súvrstvie
 permu



Tieto skutočnosti nás priviedli k uzáveru, že v priestore Novoveskej Huty sú vyvinuté dve polohy sadrovca-anhydritu; na severných svahoch Strážanského kopca s pokračovaním smerom na V až do doliny Podzámčiska patrí k najvrchnejšiemu horizontu permu, kým ložisko v Novej Štôlni na povrchu s polohou rauwakov patrí werfenu. Za bázu werfenu považujeme zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov (P e c h o — H u d á č e k 1962).

V zmysle načrtnutých záverov môžeme vyčleniť nasledovné vrstvy, resp. súvrstvia: 1. bazálne súvrstvie permu; 2. efuzívno-sedimentárne súvrstvie; 3. súvrstvie častého striedania sa litologicky rôznorodých hornín a častých faciálnych prechodov; 4. súvrstvie výrazne kontinentálno-lagunárneho charakteru s polohami sadrovca-anhydritu. K bazálnemu súvrstviu permu patrí komplex hornín, predstavujúcich samostatný sedimentárny cyklus v počiatočnom štádiu vzniku severogemeridnej synklinály. Vzájomné vzťahy týchto polôh vyznačujú sa postupnými prechodmi a nevýraznou hranicou.

Bazálne súvrstvie permu pozostáva z troch polôh (zo spodu nahor): a) z polohy bazálnych zlepenčov; b) z polohy drôb, drobových bridlíc a pieskovcov; c) z polohy šedofialových aleurolitov. V priestore Veľkého Muráňa (1260 m) sa zistili valúny hematitu a v priestore Viničiara (1144,5) valúny siderit-ankeritu so sulfidmi veľkosti päste. Mocnosť bazálnych zlepenčov v týchto častiach Spišskogemerského rudohoria sa pohybuje do 500 m. Poloha drôb, drobových bridlíc a pieskovcov tvorí prechod medzi bazálnymi zlepencami a horninami aleurolitického charakteru. Jej petrografický charakter je podobný podložným zlepencom, avšak úlomky hornín rakoveckej (fylito-diabázovej) série sú tu iba ojedinele, materiál je viac triedený, vcelku drobnejšej frakcie. Mocnosť polohy je premenlivá, vcelku do 50 m. Droby prechádzajú postupne do polohy aleurolitických hornín; sú to vplyvom metamorfózy prevažne piesčité a ílovité bridlice šedofialovej farby, o celkovej mocnosti do 500 m.

Pomerne pravidelnú sedimentáciu súvrstvia, označovaného ako bazálne súvrstvie permu (t. j. najprv uloženie hrubého, zle opracovaného a zle triedeného materiálu bazálnych zlepenčov, prechádzajúcich vyššie do drôb, drobových pieskovcov až do aleurolitických sedimentov), narušila efuzívna činnosť, čo viedlo k uloženiu *efuzívno-sedimentárneho súvrstvia*. V niektorých miestach (vrt S-84 a ďalšie) kremité porfýry* ležia priamo na aleurolitických horninách, tvoriacich najvyššie časti bazálneho súvrstvia permu. Efuzívne horniny zastupujú kremité porfýry a ich tufity. Pri opakujúcej sa vulkanickej činnosti došlo k pohybu sedimentačného priestoru, čo sa odrazilo na litologickom zložení hornín. Opakujúce sa výlevy kremitých porfýrov sa zistili vrtmi NH-1 a NH-2, kde sa často striedajú zlepenca, pieskovce, prevažne však aleurolity s rôznou prímесou tufitického materiálu. Typickými horninami sú olivovozelené piesčité bridlice, hydrotermálne vy-

* Výlevné i žilné horniny typu porfýrov sme petrograficky neštudovali.

bielené, i konglobrekcie s úlomkami kremitých porfýrov, zastúpených aj žilnými telesami. Vo vrchných častiach súvrstvia tufitický materiál ubúda, až sa neskôr úplne stráca.

Tufitické pieskovce, zlepenca a sprievodné horniny vulkanickej činnosti sú vhodné pre vznik Mo-U zrudnenia v príhodných štruktúrno-tektonických podmienkach. V okolí rudných telies sú tieto horniny hydrotermálne vybielené, tektonicky porušené a majú charakter brekcií. Mocnosť efuzívno-sedimentárneho súvrstvia pohybuje sa v rozmedzí 60–80 m a smerom na sever pribúda.

V súvrství *častého striedania sa litologicky rôznorodých hornín a častých faciálnych prechodov* sú zastúpené prevažne šedofialové pieskovce, aleurolity, piesčité a ílovité bridlice a „vnútroformačné“ zlepenca; len ojedinele sa v tomto horizonte vyskytujú efuzívne zložky, čo svedčí o doznievaní efuzívnej činnosti. Na tento efuzívny horizont sú viazané indicie mednatých pieskovcov. Toto súvrstvie sa vyznačuje častou zmenou litologického obsahu nielen vo vertikálnom, ale i v horizontálnom smere. Sedimentácia týchto horizontov prebiehala za veľmi nekludných pomerov a častých vertikálnych, i keď nepatrných pohybov v plytkom sedimentačnom priestore s tendenciou prehlbovania; svedčí o tom značná mocnosť sedimentov. Nekludné pomery mohli byť spôsobené doznievaním vulkanickej činnosti, alebo vníkaním žilných telies kremitého porfýru.

Po skončení vulkanickej činnosti vznikli menšie lagúny, kde v podmienkach aridnej klímy pri intenzívnom odparovaní sa usadilo súvrstvie výrazne *kontinentálneho charakteru* s polohami sadrovca-anhydritu. V jeho podloží je vyvinutý dolomit, v nadloží zelené a hlavne červenofialové ílovité bridlice. Keďže normálny sled sedimentácie sadrovca-anhydritu (dolomit-sadrovec-anhydrit je vyvinutý, kamenná soľ a K-Na soli chýbajú) bol prerušený a v nadloží ložiska sú ílovité horniny, môžeme predpokladať, že ku koncu permu nastalo vysladzovanie sedimentačného priestoru v dôsledku prílivu sladkovodných vôd, spôsobeného prvými tektonickými impulzami popermského vrásnenia. Tento predpoklad potvrdzuje aj pozícia zlepenecov s valúnmi permských kremitých porfýrov i náznaky ich diskordantného uloženia voči podložíu, spôsobené popermským vrásnením.

Poznámky k členeniu spodného triasu

V opisovanom území werfenské vrstvy lemujú vápencovo-dolomitický komplex stredného triasu a v podobe šupín budujú temená nevysokých kót (Strážanský kopec 898,2, Žumpy 805,9, Hufnágel a Hýl 1157,5) i podložie zbytkov tohto komplexu, budujúcich temená kopcov ako Tisovec (789,6), Okruhlovec (709,4), Čierna hora (703,9) a iné, východne od Novoveskej Huty. Doterajšie práce dovoľujú podrobnejšie rozčleniť werfenské súvrstvie v tomto území (v porovnaní s Bielym 1955, a Mahelom 1956).

Spodnowerfenské súvrstvie možno rozčleniť na: a) polohu zlepenecov

s valúnmi kremitých porfýrov; b) súvrstvie prevažne šedofialových piesčitých bridlíc s vložkami zelených pieskovcov a sludou; c) polohu zelených aleurolitov.

Zlepence s valúnmi kremitých porfýrov tvoria bázu spodného werfenu a lemujú úzkym pruhom Strážanský kopec; ďalej sú vyvinuté J od Novoveskej Huty medzi dolinami Kráľovského potoka a úbočia Johanegrundu. Najmarkantnejšie sú odkryté na styku údolí Holubica, Čertovej doliny a Tirolského úbočia.

Všade v nadloží zlepencov s valúnmi kremitých porfýrov je súvrstvie šedofialových piesčitých bridlíc i menej piesčitých bridlíc až pieskovcov s vložkami zelených sludnatých tenkolavičkovitých, inokedy masívnych pieskovcov. Toto súvrstvie v okolí Novoveskej Huty prevláda a dobre je odkryté v záreze novej cesty na západnom úbočí Žump. Vložky zelených pieskovcov sú tu mierne zvrásnené s miernym spádom k SV. Ten istý stratigrafický sled môžeme pozorovať aj na južných úbočiach Králik pri styku Čertovej doliny a Holubice, kde je odkrytý styk zlepencov s valúnmi kremitých porfýrov a piesčito-bridličnatého súvrstvia s vložkami zelených pieskovcov. Úklon hornín je generálne k S.

Na tomto súvrství ležia zelené aleurolitické horniny, budujúce temeno Strážanského kopca a odkryté tiež východne od Novoveskej Huty.

V r c h n o w e r f e n s k é súvrstvie možno rozdeliť na: a) polohu hematitických pieskovcov a bridlíc; b) polohu sadrovca-anhydritu s rauwakmi; c) polohu prevažne červenkavých, zelenkavých, hnedastých, tenkolavičkovitých ílovitých bridlíc a slieňov.

Na Žumpách nad spodným werfenom leží poloha hematitických bridlíc a pieskovcov so šošovkami hematitu, sfarbená kysličníkmi Fe; tvorí podložie sadrovcového ložiska, nafáraného Novou štôľňou a overeného prieskumnými vrtmi (B i e l y 1955). Hoci sa v ňom nenašla fauna, obe polohy treba považovať za prechodné medzi spodným a vrchným súvrstvím werfenu ako celku.

Nad sadrovec-anhydritovým ložiskom sú fialovkasté a zelenkavé ílovité bridlice lavičkovitej textúry. Tieto horniny postupne prechádzajú do slienitého súvrstvia, charakterizovaného častým striedaním vápencov, slienitých vápencov i slienitých bridlíc; sú bezprostredným podložíím vápencovo-dolomitického komplexu stredného a vrchného triasu. Vrchnowerfenské súvrstvie (kampil) preukázal faunou M a h e l (1955); my sme zistili: *Pecten* sp., *Myophoria costata* Z e n k., *Myophoria laevigata* G o l d f., *Myophoria laevigata* T i e t z e n, *Naticella costata* M ü n s t e r, *Gervileia exporella linearis* a úlomky amonitov.

Počnúc hematitickými pieskovcami a bridlicami až po slienité súvrstvie nebadat na týchto horninách metamorfózu; pokojne upadajú pod vápence.

Stratigrafická schéma vrstiev z okolia Novoveskej Huty

Zostavil E. Drn z ík

	Útvar	Grafické znázornenie	Členenie - petrograf. charakteristika	Zrudenie
Mezozoikum	Tr	Pg	a) pieskovce b) zlepenca	
	T ₂	Anis	Vápencovo-dolomitický komplex hornín a) Vápence svetle i rúžove b) dolomity	
			Vrchnoverfenske súvrstvie a) striedanie sa vložiek vápencov- a slieňov* b) nazelenale, nafialovele a nahnedle ílovlle brídlice c) sadrovec -anhydrit a rauwacký d) hemaliticke brídlice a pieskovce	* Pecten sp, Myophoria costatá Zenk, Myophoria laevigata Goldf., Myophoria laevigata Zúhen, Nalicela costata Münster, Gervilia cyporeta linearis a úlomky amonilov.
	T ₁	Zaiss	Spodnoverfenske súvrstvie a) zelené-aleurolity b) piesčite brídlice s vložkami zelených pieskovcov	
			c) zlepenca s valúnami kremilých porfúrov	
Paleozoikum	P		A) Súvrstvie výrazne kontinentálne-lagunarneho charakteru: červenofialove ílovlé brídlice, zelene brídlice, sadrovec -anhydrit	Ca SO ₄
			B) Súvrstvie časteho striedania sa litologicky rôznorodých hornín- medziformačné zlepenca, olivkovozelené brídlice, šede pieskovce a brídlice, ílovlé brídlice	Cu +J
			C) Efúzívno - sedimentárne súvrstvie: a) ílopieskovce, ílofbrídlice, ílofzlepenca b) kremilé porfúry	Mo +J
			D) Bazálne súvrstvie: a) šedofialove piesčite brídlice i aleurolity b) droby, drobove brídlice c) bazálny zlepenec	
	C?		Grafické brídlice	
D?		Fyllit -diabazová seria: fyllity, chlorit -sericiticke brídlice, diabazy		

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1950: Zpráva o geologickom mapovaní druhohornej pokrývky rudonosných formácií v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a jeho bezprostredného podložia. Rukopis; Archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves. — [2] Andrusov D., 1951: O povahe zoskupenia rudných žíl v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník II/1. — [3] Andrusov D., 1958: Geológia čs. Karpát I. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [4] Andrusov — MaheI, 1948: O výskyte sadrovca pri Spišskej Novej Vsi. Rukopis; Archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves. — [5] Biely A., 1955: Geologické pomery územia južne od Spišskej Novej Vsi. Rukopis, Archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves. — [6] Drnžík E., 1958: Zpráva o vyhodnotení rajónu Novoveskej Huty — Cu. Rukopis; Archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves. — [7] MaheI M., 1953: Niekoľko stratigrafických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV/1—2. — [8] MaheI M., 1955: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník V/1—2. — [9] MaheI M., 1956: Príspevok k stratigrafii východnej časti gemeríd. Geol. sborník VI/1—2. — [10] Mážka M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří I. Zprávy o geologických výzkumech za rok 1956, Praha.

E. DRNŽÍK—J. HUDÁČEK

ZUR GLIEDERUNG DES PERM UND WERFEN IM RAUME NOVOVESKÁ HUTA

Die Schichtfolge des Perm und Werfen erreicht im Raume von Novoveská Huta bei Spišská Nová Ves (Zips-Gömörer Erzgebirge) die grösste Mächtigkeit und dank der Erosion ist sie auf ziemlich grossen Flächen gut aufgeschlossen. Die neuen Untersuchungen haben einige neuen Erkenntnisse gebracht, die uns ermöglichen kritische Stellung zu bisherigen Ansichten über die Gliederung des Perm, bzw. zur Grenzziehung zwischen dem Perm und Werfener Schichten einzunehmen.

Auf Grund unseres Studiums und vieler Bohrungen konnten wir feststellen, dass die Basis der Werfener Schichten Konglomerate mit Quarzporphyrgeröllen bilden (Pecho — Hudáček 1962). Ausserdem haben wir eine neue Gliederung der Permschichten aufgestellt, wie folgt: 1. die basalen Permschichten (Konglomerate, Schiefer und Sandsteine, violagraue Aleurite); 2. die effusiv-sedimentäre Schichtfolge (Quarzporphyre, deren Tuffite, sandige Schiefer, Sandsteine und Konglomerate); 3. Schichtfolge mit oftmaliger Wechsellagerung der lithologisch verschiedenartigen Gesteine und fazieller Übergänge; 4. die Schichtfolge ausgeprägt kontinental-lagunaren Charakters mit Gipsstein und Anhydrit-Lagen.

In den unteren Werfen-Schichten unterscheiden wir: a) Konglomerat-Lage mit Quarzporphyrgeröllen, b) die überwiegend violagraue sandige Schiefer mit Sandsteinlagen, c) grüne Aleurit-Lagen. Die oberen Werfenschichten bilden: a) Sandstein- und Schiefer-Lagen mit Haematit, b) Gipsstein-Anhydrit-Lagen mit Grauwacken, c) die überwiegend rötlichen, grünlichen und bräunlichen Tonschiefer und Mergel.

Der Arbeit ist auch eine detaillierte geologische Karte, sowie neue stratigraphische Schemen der studierten Schichten und Aufstellung der stratigraphischen Kolone von Perm-Schichten bei Novoveská Huta im Zips-Gömörer Erzgebirge beigefügt.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Main body of faint, illegible text, appearing to be several paragraphs of a document.

MIROSLAV KRS—CYRIL VARČEK

K URČOVÁNÍ STÁŘÍ HEMATITOVÝCH ZRUDNĚNÍ V OKOLÍ BÔRKY (SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHOŘÍ) NA ZÁKLADĚ PALEOMAGNETICKÉHO VÝZKUMU

Úvod

V okolí Bôrky je větší počet výskytů hematitového zrudnění, na něž se v minulosti prováděly průzkumné práce. Geologickou stavbu okolí i geologickou pozici samotných rudních výskytů studoval D. A n d r u s o v (1953). Je zde možno rozlišit výskyty hematitu jednak v karbonských vápencích, jednak ve spodní části kry triasových vápenců, nasunutě od jihu na karbon. Kromě toho jsou zde též malé koncentrace hematitu v šupinách werfenu, zachovaných v menším rozsahu v podloží vápencové kry. Tyto jsou však těžko přístupné studiu.

Účelem předběžných paleomagnetických studií bylo ověřit možnost paleomagnetického stanovení stáří hematitových akumulací v okolí Bôrky, resp. stanovit věk hematitů z triasových i karbonských vápenců, popřípadě určit jejich vztah vůči celkové hydrotermální mineralizaci ve Spišsko-gemerském rudohoří. Nepřímým důsledkem takovéto studie (v případě pozitivních výsledků) mělo být i získání podkladů pro řešení některých genetických otázek hematitových akumulací.

V ý s k y t y h e m a t i t u v k a r b o n s k ý c h v á p e n c í c h

D. A n d r u s o v (1953) považuje popsané výskyty hematitu v karbonských i triasových vápencích za hydrotermálně-metasomatické. Oba typy odvozuje z hydrotermálních roztoků, postupujících karbonským souvrstvím, kde způsobily vznik menších žilných a žilníkových zrudnění i vznik uvedených metasomatických zrudnění v karbonských vápencích, a zasáhly i do nadložního triasového vápencového komplexu v těch případech, když tomu nezabránila mocnější poloha werfenských břidlic. Vznik rud v obou útvarech považuje za současný, a to potriasový.

J. I l a v s k ý (1956, 1957) považuje výskyty v karbonu za hydrotermálně-metasomatické, variského stáří, ale výskyty v triasových vápencích vysvětluje jako infiltrační a věkově jejich vznik klade do terciéru. Pravděpodobně pod dojmem tohoto názoru se později i D. A n d r u s o v (1959) přiklonil k názoru, že výskyty hematitu v triasových vápencích nesouvisí s mineralizací v karbonských horninách a považuje je též za infiltrační, vzniklé v neogénu.

Jeden z výskytů hematitů v karbonských vápencích je možno studovat v odkryvu (v malém starém lomu) asi 350 m od severního okraje obce Bôrka, v údolí na úpatí kopce Malom (k. 781). Vápence jsou tektonicky porušené a v jejich puklinách je sítivo a menší hnízda hematitu, doprovázená též hnízdy ankeritu. Hematit je tmavěhnědočervené barvy, velmi jemnozrný, mikrošupinatý, přecházející místy až do jemného červeného pigmentu.

Mikroskopicky lze pozorovat, že vápenec je krystalický, silně tlakově porušený, kataklazovaný a téměř každé zrno má husté dvojčatné lamelování. Hematit tvoří sítivo, pronikající především do velmi jemnozrných porušených partií, a to po hranicích zrn, případně po štěpnosti větších zrn. Agregát hematitu se skládá z velmi drobných lamel, místy je přítomen i zcela práškovitý hematitový pigment, rozptýlený v kalcitu i v některých zrnech křemene. Křemen je přítomen v malém množství v podobě zrnek a jejich drobných shluků, rozptýlených ve vápenci.

Druhý výskyt hematitu je vázán na malou čočku karbonského vápence, vystupující asi 400 m východně od prvního výskytu, v sedle mezi kótami 781 a 764. Otevřen byl malou mělkou šachticí, dnes již zasypanou. Opět jsou zde krystalické vápence, hruběji zrnité oproti triasovým. Na tomto místě lze pozorovat, že zde došlo k ankeritizaci některých partií vápenců, přičemž velikost zrn ankeritu přesahuje často až 5 cm.

Mikroskopicky lze opět pozorovat, že vápenec byl tlakově postižen. Je v něm též malá příměs křemene ve formě drobných zrn, uložených v určitých vrstvičkách původní sedimentace. Hematit proniká do krystalického vápence v nesouvislých prouzcích, sledujících buď úplně anebo přibližně vrstevné plošky. Vytváří shluky menších tabulek, je jasně krystalický, černé barvy, s typickou anizotropií a zdvojitím.

Ve zrudněném vápenci jsou časté žilky mladšího bílého kalcitu, hruběji krystalického, vzniklé až po hematitu, jehož proužky porušují. S hematitem se vyskytují ojedinělé krystalky zcela limonitizovaného minerálu, s největší pravděpodobností pyritu. Hematit na tomto výskytu vytváří i menší hnízda velmi kvalitní kompaktní rudy, tvořené téměř čistým černým krystalickým hematitem. V nábrusu této rudy lze pozorovat, že je tvořena zrnitým a středně tabulkovitým hematitem. Jeho agregáty jsou proráženy žilkami navětralého ankeritu, přičemž při okrajích žilek vykristalovaly tenké velké tabulky spekularity. Též jsou v agregátu poruchové zónky (až 1 cm široké), na nichž vykristaloval typický šupinkovitý spekularit větších rozměrů, silně zprohýbaný, s krásným dvojčatným lamelováním. Poruchové zónky jsou vyplněny křemenem, který uzavírá lamelky hematitu a vniká mezi ně.

V ý s k y t y h e m a t i t u v t r i a s o v ý c h v á p e n c í c h

Výchozy těchto rud je možno pozorovat na mnohých místech při podloží triasové kry nasunuté na karbon v oblasti mezi Bôrkou a Zadielskou dolinou. Na sedle SV od Bôrky, při kótě 764 byl jeden takovýto výskyt sledován krátkou štolou.

Haldový materiál ukazuje, že hematit se zde vyskytuje zčásti pravděpodobně ve werfenských břidlicích, zčásti hematitové zrudnění zasahuje ze spodu do středně-triasových vápenců, které jsou především při podloží v důsledku přesunu tektonicky porušené. V menší míře je zde přítomen kompaktnější zrnitý hematit, hojnější je nečistá ruda s jemnozrnným červenohnědým hematitem. Ve vápencích v okolí štoly lze pozorovat hojně tenké žilky práškovitého hematitu.

Další výskyt je asi 2 km sev. od Bôrky, pod kótou 901, rovněž vázaný na spodní tektonicky porušenou část triasových vápenců. Byl sledován již v historických dobách a krátkou štolou raženou při novém geologickém průzkumu, která je však dnes již nepřístupná.

Z materiálu na haldičce i odvalech je možno zjistit, že hematit zde vytváří výplň puklin a menší metasomatická hnízda v triasových vápencích. Na puklinách je většinou červenohnědy jemný hematit, ale i jemněšupinkovitý černý typický spekularit. V hnízdech je pevný, kompaktní, jemnozrnný, hnědočerný hematit. Vápence jsou zde na rozdíl od karbonských jemnozrnné, celistvé, světlerůžovohnědé barvy. Po porušení vznikly žilky bílého hruběkrystalického kalcitu, které jsou starší než hematit.

Mikroskopicky je možno pozorovat, že i jemný hematit je většinou tvořen drobnými lamelkami. Netvoří sám výplň puklin, ale prorůstá se s hojným jemnozrnným kalcitem. Místy přechází do úplně jemného červeného pigmentu. Je zde možno pozorovat i nehojná drobná izometrická zrnka, tvořená jemnozrnným hematitem, silně připomínající martitizovaný magnetit. Shluky hematitu jsou ještě proráženy tenkými žilkami kalcitu.

Obdobné výskyty hematitového zrudnění se vyskytují i dále na východ, v Zadielské dolině. Opět jsou zde jednak výskyty v karbonských vápencích, kde je vyvinut hruběkrystalický spekularit se sideritem, pyritem a barytem a jednak výskyty ve spodních částech kry triasových vápenců, kde je jemnozrnný až práškovitý hematit, tmelící vápencové brekcie. Někdy je přítomen i limonit.

Problém geneze a stáří studované mineralizace

Z uvedeného plyne, že ani geneze ani věkové začlenění těchto zrudnění není dosud vyřešeno. Naše pozorování zatím nedovolují vyslovit ve všech otázkách geneze a stáří těchto zrudnění definitivní závěry. Uvedeme aspoň některé důležité skutečnosti, které je třeba mít z tohoto hlediska na paměti:

1. U zrudnění v triasových vápencích nelze s ohledem na jeho formy a mineralogický charakter a priori vyloučit možnost infiltračního vzniku v období neogénu.

2. Zrudnění v karbonských vápencích naopak zase nelze považovat za infiltrační, obzvláště ne v těch případech, když vznikl výrazně krystalický hematit až spekularit, doprovázený případně sideritem a podřadně i magnetitem, pyritem a barytem, anebo když lze pozorovat i další projevy hydrotermální činnosti, jako

je přeměna vápenců na hruběkrystalický ankerit, vznik ankeritových a křemených žilek a pod. Zrudnění v karbonských vápencích jeví velmi úzkou paragenetickou příbuznost i prostorové vztahy k hydrotermální žilné mineralizaci v karbonských horninách této oblasti. Zrudnění ve spodních partiích triasových vápenců prostorově úzce souvisí s výskyty zrudnění v podložním karbonském komplexu. Oba druhy výskytů jsou soustředěny na dvě pásma, odpovídající průběhu žilných zón v této oblasti, jak na to poukázal již D. A n d r u s o v (1953).

3. Vystupující hydrotermální roztoky mineralizující karbon musely aspoň místy zasáhnout spodní části triasového komplexu, poněvadž tento byl již v období hydrotermální činnosti nasunut na karbon.

4. Charakter zrudnění v triasových vápencích je celkově blízký zrudnění v karbonských vápencích, pouze zde nelze pozorovat (anebo jen ve velmi nepatrné míře) vznik karbonátů Fe a u hematitu převládají jemněkrystalické odrůdy, přesto lze ještě nalézt i zřetelně krystalické hematity a spekularity. Uvedené rozdíly mineralizace jsou s ohledem na změněné podmínky (přítomnost kyslíkatých cirkulujících povrchových vod v prostorech mineralizace) celkem pochopitelné. Přítomnost prakticky čistého hematitu, bez příměsi hlinitého materiálu, jakož i nepřítomnost limonitu v rudních koncentracích v triasových vápencích se do určité míry ne zcela shoduje s představou o jejich infiltračním původu.

5. Nelze vyloučit možnost uplatnění supergenních infiltračních procesů např. v období neogénu, které mohly způsobit určité změny v přítomných hypogenních rudních koncentracích a vytvořit případně určitou rozptylovou druhotní aureolu v jejich okolí (povlaky jemného až zemitého hematitu na puklinách vápenců).

K vyřešení otázky stáří vzniku těchto hematitových koncentrací, jakož i o poměru výskytů v triasových vápencích k výskytům v karbonských vápencích a též k žilným hydrotermálním výskytům s hematitem může značně přispět paleomagnetický výzkum. Z tohoto hlediska nejsou však na popsaných lokalitách v současné době příliš příznivé poměry. Opuštěné kutací práce (často zavalené) neposkytují větší možnost odebrat orientované vzorky z hnízd masivní hematitové rudy.

Vzorky zpracované v této zprávě byly odebrány z těchto výskytů:

1. Z odkryvu v karbonských vápencích sev. od Bôrky na úpatí Malomu (kóta 781), kde jemnozrný hematit vytváří výplň puklin ve vápenci. (Vzorky na obr. 1 jsou označeny číslem 1.)

2. Z výchozu čocky karbonského vápence na sedle mezi kótami 781 a 764, kde je průzkumná šachtice, v níž byla zastížena kvalitní ruda tvořená krystalickým hematitem. Rudní poloha je dnes nepřístupná, je zasypána, takže bylo možno odebrat jen několik změřitelných vzorků se žilkami jemnozrného hematitu. (Vzorky na obr. 1 označeny číslem 2.)

3. Z výskytu pod kótou 901, kde hematit vytváří hnízda a síťivo ve spodní části triasových vápenců. Ani zde nebylo možno odebrat vzorky z kompaktnější hematitové rudy, ale jen vzorky vápence s povlaky a žilkami jemnozrného hematitu. (Vzorky na obr. 1 označeny číslem 3.)

4. Z výskytu hematitové rudy u kóty 764 v podloží triasových vápenců, zpřístupněného štolou, z níž se odebralo jen několik, vesměs nezměřitelných vzorků. Další vzorky se odebraly z nadloží tohoto výskytu, v němž na puklinách byly povlaky zemitého hematitu; byly rovněž nezměřitelné pro slabou magnetizaci.

Paleomagnetická analýza zkoumané mineralizace

Vzorky hematitů byly odebírány tak, aby byly orientovány k dnešnímu magnetickému meridiánu a k horizontální rovině. V téže poloze, v jaké byly ve výchozech, jsme je proměřili na astatickém magnetometru Geofyzikálního ústavu Československé akademie věd v paleomagnetické laboratoři v Průhonících u Prahy. Citlivost astatického magnetometru se pohybovala kolem $1,7 \cdot 10^{-8}$ oe/mm.

Směry přirozené remanentní magnetizace (\vec{J}_n) vzorků hematitů byly téměř konkordantní se směrem dnešního homogenního (koaxiálního a geocentrického dipólového) pole. Jelikož směry \vec{J}_n z jednotlivých lokalit se navzájem lišily v přípustných mezích, bylo možno usoudit, že po jejich vzniku (za ověření magnetické stability) nedošlo k podstatnějším diferenciálním pohybům jednotlivých poloh ve vápencích v důsledku např. tektonických pohybů. Je tudíž odůvodněný předpoklad, že uvedeným způsobem změřené směry \vec{J}_n jsou vztaheny k primární poloze hematitů, tj. k poloze, v níž byly prvotně namagnetovány v době jejich vzniku. Na obr. 1 jsou plnými kroužky znázorněny ve stereografické projekci na spodní polokouli směry \vec{J}_n proměřených vzorků se tří lokalit. V témže obrázku je hvězdičkou označen směr pole teoretického geomagnetického dipólu, který byl vypočten podle vztahu:

$$\cotg p = \frac{1}{2} \operatorname{tg} I_0, \dots \dots \dots (1),$$

kde p je doplňková geografická šířka příslušné lokality, I_0 je inklinace pole teoretického dipólu.

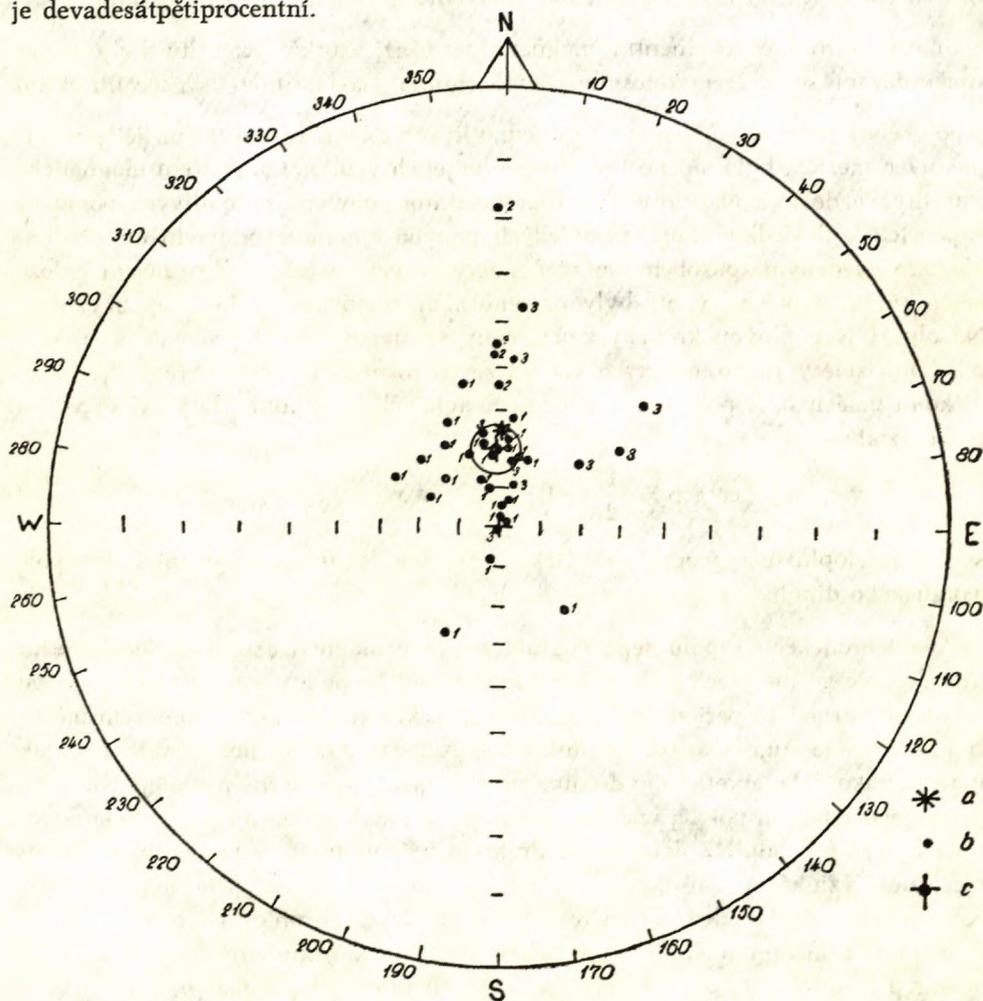
Pole teoretického dipólu lépe charakterizuje demagnetizační pole než dnešní zemské pole včetně všech jeho složek. Geomagnetické pole s poměrně krátkodobou sekulární variací (o periodě několika set let, tj. krátkodobou v geologickém měřítku) necharakterizuje u středně stabilních hornin směr demagnetizačního pole tak výrazně jako pole teoretického dipólu, které se mění nepoměrně pomaleji (tj. mění se jen jeho relativní poloha vůči kontinentům) a jehož poslední inverze byla odvozena z hornin spodního pleistocénu. Proto směr izotermální remanentní magnetizace, která vzniká vlivem dlouhotrvajícího působení stejnosměrného magnetického pole, je podmíněn především směrem geomagnetického dipólového pole.

Jednotlivá měření směrů \vec{J}_n v důsledku různých nevyhnutelných chyb majících původ při odběru orientovaných vzorků, jejich orientaci při měření i měřických chyb, vykazují určitý rozptyl. Střední směr byl vypočten podle metody Fisher (1953); na obr. 1 je tento směr vyznačen křížkem přes plný kroužek. Vypočtený střední směr o deklinaci $D = 357^\circ$ a inklinaci $I = 70^\circ$ charakterizuje hledaný směr přirozené remanentní magnetizace. Meze spolehlivosti takového určení udává tělesný úhel 2α tzv. kužele spolehlivosti (s pravděpodobností

95 %), v jehož ose leží hledaný směr. Úhel α byl podle Fischera počítán ze vztahu:

$$1 - \cos \alpha = \frac{N - R}{R} \left[\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right], \dots (2)$$

kde N značí počet proměřených vzorků; R je vektorový součet jednotkových vektorů; P se v paleomagnetismu volí 0,05; $1 - P = 0,95$, čili spolehlivost určení je devadesátpětiprocentní.



Ob r. 1. Směry \vec{J}_n hematitových akumulací z okolí Bôrky, a — směr pole teoretického geomagnetického dipólu, b — projekce \vec{J}_n na spodní polokouli, c — střední směr \vec{J}_n . 1 — vzorky hematitů z karbonických vápenců sev. od Bôrky na úpatí Malomu (kóta 781), 2 — z karbonického vápence na sedle mezi kótami 781 a 764, 3 — z triasových vápenců pod kótou 901.

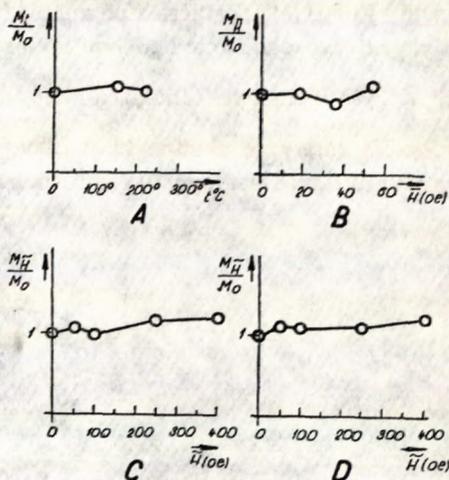
Stopa kužele spolehlivosti na ploše kulové se ve stereografické projekci jeví jako kružnice příslušného poloměru, která se nazývá kružnice spolehlivosti.

Ověřili jsme si, jak se studovaný hematit chová v teplotním poli za spolupůsobení geomagnetického pole; (tato zkouška nemá co činit s teplotní demagnetizací, naopak odpovídá procesu, za něhož vzniká parciální termoremanentní magnetizace). Vzorek byl nahřát do teploty

150 °C a orientován tak, aby směr \vec{J}_n byl proti směru geomagnetického pole. Po vychladnutí byl vzorek proměřen. Potom bol opět ohřát do teploty 220 °C a po vychladnutí znovu proměřen. Ani po jednom nahřátí a vychladnutí za spolupůsobení geomagnetického pole nedošlo

k větším změnám ve směru \vec{J}_n (obr. 3A) a ani k podstatnější změně magnetického momentu (obr. 2A). Z toho lze usoudit, že vzorek neměl ferromagnetické komponenty s velmi nízkými hodnotami Curieova bodu. Tudiž případné hydrotermální projevy, jejichž teplota by asi nemohla přesáhnout uvedené, pro experiment zvolené teploty, nemohly by způsobit změnu směru \vec{J}_n studovaných hematitových akumulací, i kdyby se vyskytly v pozdějších dobách po vzniku hematitů.

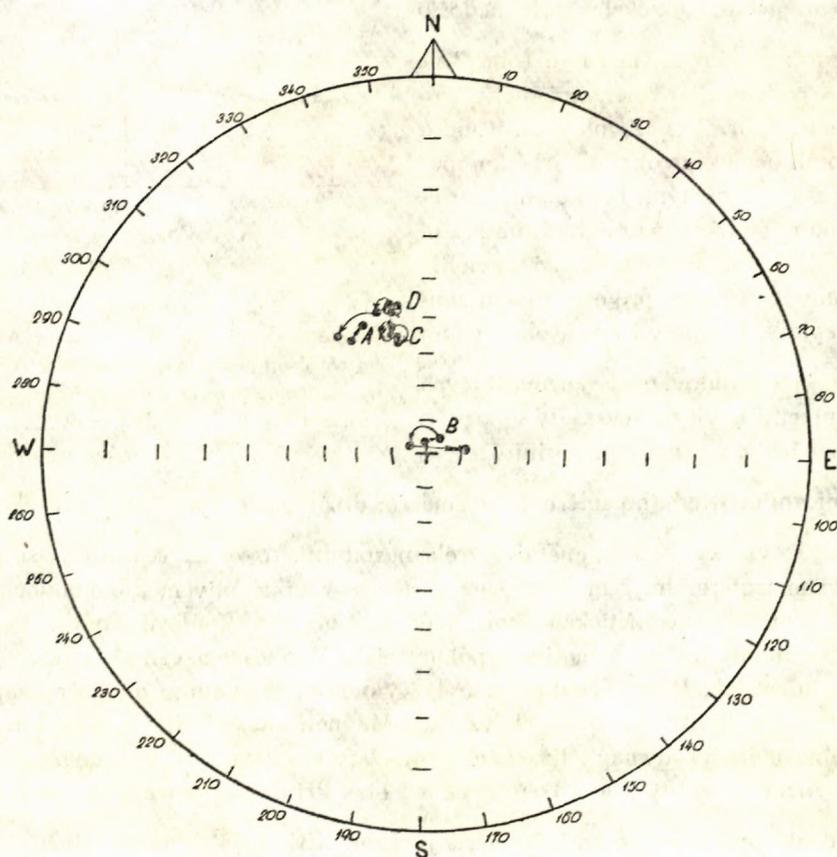
Konformita středního směru \vec{J}_n se směrem dipólového pole však může ukazovat i na to, že vzorky jsou magneticky zcela nestabilní, tj. že na vektoru \vec{J}_n se podílí především izotermální remanentní magnetizace vzniklá vlivem dlouhodobého působení zemského magnetického pole a především jeho dipólové složky. Takovou orientaci mohly ovšem hematitové polohy získat i při svém vzniku a dochovat se do dnešních dob. První eventualita byla vyloučena fyzikálním důkazem naprosté magnetické stability studovaných vzorků. Magnetická stabilita byla vyšetřována ve stejnosměrném demagnetizačním poli. Vzorek hematitu byl demagnetován polem různé intenzity a to 18 oe, 36 oe a 54 oe. Při demagnetizaci za všech intenzit nedošlo prakticky ke změně směru \vec{J}_n (obr. 3B) a ani k markantnější změně magnetického momentu (obr. 2B). V souladu se všeobecně uznávanými kritériemi v paleomagnetismu lze námi vyšetřovaný vzorek hematitu považovat za zcela magneticky stabilní.



Obr. 2. Změny magnetických momentů (M) vzorků hematitů vlivem nahřátí za současného působení geomagnetického pole (A) a změny momentů vzorků demagnetovaných stejnosměrným (B) a střídavým (C, D) polem.

U dalších dvou vzorků byla magnetická stabilita zkoumána s použitím střídavého magnetického pole. (Vzorek C je z lokality 1, vzorek D z lokality 3; viz obr. 2 a 3). Ani u těchto vzorků nedošlo k podstatnějším změnám magnetických momentů anebo ke změně směru vektoru remanentní magnetizace. (Při demagnetizaci střídavým polem bylo použito elektronického zařízení konstrukce Jelínka a Bartoška z ÚGF v Brně zajišťujícího hladký vzestup a pokles demagnetujícího pole. Vnější stejnosměrné magnetické pole bylo vykompenzováno.) Oba vzorky vykazaly vysokou magnetickou stabilitu.

Z výše uvedených analiz a zkoušek lze vyvodit, že směry \vec{J}_n jsou paleomagnetickými směry \vec{J}_n a odpovídají době vzniku hematitů. Byli jsme tedy oprávněni přistoupit k paleomagnetickému rozboru naměřených veličin. Ze středního směru



Obr. 3. Změny směru remanentní magnetizace vzorků podrobených teplotní zkoušce (A), demagnetizaci stejnosměrným (B) a střídavým (C, D) polem. Tytéž vzorky, jejichž změny magnetických momentů jsou uvedeny na obr. 2.

→

J_n a z geografických souřadnic lokality Bôrka byly vypočteny tyto hodnoty paleomagnetického pólu:

$$\lambda_p \text{ (paleogeografická délka pólu)} = 148^\circ 10'W,$$

$$\varphi_p \text{ (paleogeografická šířka pólu)} = 77^\circ 10'N.$$

Z hodnot α , p a I byly zjištěny poloosy oválu spolehlivosti a vypočtené polohy paleomagnetického pólu:

$$dm \text{ (poloosa kolmá k paleomagnetickému meridiánu)} = 14^\circ,$$

$$dp \text{ (poloosa v rovině paleomagnetického meridiánu)} = 6^\circ.$$

Z hodnot souřadnic paleomagnetického pólu včetně mezí spolehlivosti a s ohledem na celoevropské výsledky publikované např. Nairnem (1960), Kaláškovičem (1961) a se zřetelem na celosvětové výsledky (Cox a Doell 1960) lze vyvodit, že hematitové akumulace na studovaných lokalitách v okolí Bôrky nejsou starší než terciérní. Porovnáme-li zde diskutované paleomagnetické parametry a hodnoty se směry J_n spekulativně i s paleomagnetickými souřadnicemi vypočtenými pro spekulativní na žilách ze Spišsko-gemerského rudohoří (Hanuš a Krš, v tisku), dospějeme k závěru, že obě minerální parageneze s největší pravděpodobností nevznikly v téže době; spekulativní spadájí totiž nejpravděpodobněji do svrchních druhohor. Ovšem s ohledem na paleomagnetické určení stáří celkové hydrotermální mineralizace ve Spišsko-gemerském rudohoří od svrchní jury do paleogénu, nelze dosud u některých vzorků zcela vyloučit jejich příslušnost k celkové hydrotermální mineralizaci Rudohoří, především vzorky z lokality 3. K vyjasnění této otázky bude zapotřebí dalších kolekcí vzorků i z jiných výchozů.

Závěr

Se zřetelem na charakter odebraných vzorků mají uvedené výsledky paleomagnetického výzkumu jen předběžný význam. Jednoznačně se však dá odvodit, že všechny zkoumané polohy jsou mladé, ne starší než terciérní. Lze doufat, že při pečlivém průzkumu se podaří odebrat další orientované vzorky i z kompaktnějších hnízd hematitu, čímž by byla doplněná měření uvedená v této zprávě a poskytla by tak možnost učinit konečné závěry.

Z výsledků měření paleomagnetických směrů přirozené remanentní magnetizace, které ukázaly na vznik studovaných akumulací hematitu v době ne starší než terciér, nelze zatím vyloučit přítomnost koncentrací i takového hematitu, jež by časově mohl odpovídat hydrotermální mineralizaci Spišsko-gemerského rudohoří. Zjištění všeobecně mladšího věku hematitu u studovaných vzorků však potvrzuje předpoklad, že se zde mohly uplatnit i pokřídové infiltrační procesy, za nichž mohly vzniknout akumulace jemnozrnného hematitu na puklinách vápenců. Další paleomagnetický výzkum může pomoci při vymezení bližšího rozsahu těchto pro-

cesů. Dnes se však dá na základě paleomagnetického výzkumu již jednoznačně vyloučit z dalších úvah idea variského stáří hematitových poloh v karbonických vápencích v okolí Bôrky.

LITERATURA

- [1] Andrusov D., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [3] Cox A., Doell R. R., 1960: Review of paleomagnetism. Bulletin of the Geological Society of America, volume 71. — [4] Fisher R., 1953: Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society, A, volume 217. — [5] Hanuš V., Krs M., v tisku: Palaeomagnetic dating of hydrothermal mineralization (on example of Spišsko-gemerské rudohorie area — Czechoslovakia). Rozpravy ČSAV, Praha. — [6] Ilavský J., 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [8] Kalašnikov A. G., 1961: Istorija geomagnitnovo polja. Izvěstija AN SSSR, seriya geofizičeskaja, No 9., Moskva. — [9] Nairn A. E. M., 1960: Paleomagnetic results from Europe. The Journal of Geology, volume 68, No 3.

M. KRS—C. VARČEK

ZUR ALTERSBESTIMMUNG DER HAEMATITVERERZUNG IN DER UMGEBUNG VON BÔRKA DURCH PALÄOMAGNETISCHE STUDIEN

In der Umgebung von Bôrka im Zips-Gömörer Erzgebirge sind mehrere Vorkommen von Haematit-Vererzung in verschiedenen Schichten bekannt (Karbonkalke, untere Lagen der Trias- kalke und unbedeutende Konzentrationen in den Werfen-Schichten).

Die vorläufigen paläomagnetischen Studien sollten die Möglichkeit der Altersbestimmung der Haematit-Vererzung mit Hilfe dieser Forschungsmethoden im studierten Raum sondieren, bzw. deren Beziehung zur allgemeinen hydrothermalen Mineralisation im Zips-gömörer Erzgebirge bestimmen. Daneben konnte man auch Unterlagen für die Lösung mancher genetischer Probleme der Haematit-Vererzung erwerben.

Die erzielten Ergebnisse im Sinne der publizierten Arbeiten von Nairn (1960), Kalašnikov (1961) und auch von Cox & Doell (1960) zeigen, dass die Haematit-Akkumulationen in der Umgebung von Bôrka ihren Ursprung im Tertiär haben. Allerdings kann man da auch die Anwesenheit solcher Haematit-Konzentrationen nicht ausschliessen, die etwa der hydrothermalen Mineralisation im Zips-Gömörer Erzgebirge entsprechen können. Auf Grund der erzielten Ergebnisse kann man wohl annehmen, dass da auch die nachkretazischen Infiltrationsprozesse zur Geltung kommen konnten, die grössere oder kleinere feinkörnige Haematit-Konzentrationen in Klüften der Kalke ermöglichten. Umfang dieser Prozesse kann durch weitere eingehende paläomagnetische Studien festgestellt werden. Aber bereits jetzt kann man das variscische Alter der Haematit-Lagen in den Karbon-Kalken von Bôrka eindeutig ausschliessen.

JAROSLAV CHMELÍK—LAURENC SNOPKO

**VYUŽITIE PETROGRAFICKÝCH KRITÉRIÍ
PRI STRATIGRAFII „PAČANSKÝCH VRSTIEV”
V ZÁPADNEJ ČASTI SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA**

Pre stratigrafiu gelnickej série je dôležité vulkanogénno-detritické súvrstvie označované ako *pačanské súvrstvie*, tvoriace strednú časť gelnickej série (podložie tvoria vlachovské vrstvy; L. S n o p k o 1957). V podstate ide o detritické súvrstvie typického flyšového charakteru. V tomto súvrství môžeme pozorovať menšie polohy efuzívnych hornín; nadložie tvorí bituminózne-karbonátové súvrstvie s lyditmi označované ako silúr (?).

Pačanské súvrstvie tvorí súvislý mohutný pruh, vyvinutý v celej dĺžke Spišsko-gemerského rudohoria. Striedajú sa v ňom polohy porfýrových tufov, tufogénnych hornín a tufitov s polohami sedimentov. V malom množstve vystupujú aj kyslé výlevné horniny a sporadicky aj bázické výlevné horniny. Hranicu medzi vlachovskými a pačanskými vrstvami (C h m e l í k — S n o p k o 1961) dávame približne na rozhranie prvého mohutného telesa porfyroidov, ktoré nasadá na jemné sericiticko-chloritické fylity vlachovských vrstiev s hojnými lyditmi. Hranica medzi pačanskými a betliarskymi vrstvami je dosť problematická a prakticky sa kládla pri geologickom mapovaní na rozhranie porfyroidov a jemných sericiticko-chloritických fylitov, v ktorých sa už vyskytujú vápencové polohy, alebo na hranicu porfyroidov s vápencami (M a h e l 1953; J. K a m e n i c k ý 1954).

Najzápadnejšie výskyty pačanského komplexu sú medzi Kraskovom a Kocihou pri Železníku a pri Hrádku. Smerom východným pokračuje vulkanogénne súvrstvie na Tureckú a Z od Rožňavy ďalej na SV na Rákoš, S od Pipitky, S od Smolníka na Veľký Vtačí vrch. Druhý pruh sa nachádza pri Nižnej Slanej a pokračuje na Zelisko—Ramzáš—Zlatý stól—Švedlár—Starú Vodu a Slovinky. Tretí pruh je južne od Dobšinej. Vo východnejšej časti sa pačanský komplex vyskytuje v okolí Kojšovej hole; osamelé výskyty sú pri Hýľove, drobnejšie výskyty v okolí Humla a Luciabane.

V západnej časti pačanský komplex prebieha od SZ k SV; v strednej časti má Z—V smer a vo východnej časti sa stáča na JV. Pri štúdiu týchto komplexov sme sa zaoberali (Chmelík — Snopko 1961) územím medzi Rožňavou a Dobšinou (prevažne na liste Dobšina 1 : 50 000), pričom sme sa zamerali na reliktné textúrne a štruktúrne znaky a na základe petrografického, kartografického i drobnoštruktúrneho výskumu snažili sme sa riešiť stratigrafiu pačanského komplexu a navrhli sme klasifikáciu členenia pyroklastických hornín.

Na základe štruktúrnych a textúrnych prvkov sme rozdelili vulkanogénne súvrstvie na: a) *výlevné horniny*, ktoré si zachovali pôvodné textúrne a štruktúrne znaky (kyslé a bázické); b) *pyroklastické horniny*, ktoré si zachovali pôvodné textúrne a štruktúrne znaky (kyslé a bázické).

Do skupiny *kyslých výlevných hornín*, ktoré si zachovali pôvodné textúrne a štruktúrne znaky, patria kremité porfýry a kremité keratofýry s porfýrickou štruktúrou. U tejto skupiny môžeme rozlíšiť dve generácie minerálov: intratelurické (výrastlice) a efuzívne (základná hmota). K intratelurickým patria výrastlice kremeňa s početnými zálivmi a chobotmi magmatickej korózie. Väčšinou je vyvinutý vo forme vyššieho kremeňa (dihæaeder). Ortoklas je vyvinutý v tabuľkách podľa P a M; je zdvojitý podľa karlovarskeho zákona. Výrastlice plagioklasu (albit, albit—oligoklas) sú zdvojité albiticky podľa karlovarskeho zákona. Zriedkavejšie môžeme pozorovať vo výbrusoch biotit. Z akcesorických minerálov sú prítomné: rutil, zirkón, apatit, turmalín. Vo výbrusoch môžeme pozorovať aj ovoidné dutiny vyplnené kremeňom a albitom, zatlačanie ortoklasu albitom (šachovnicový albit).

U kyslých výlevných hornín rozoznávame dva odlišné typy základnej hmoty: mikrogranitickú, zastúpenú prevažne v horninách z okolia Tureckej (južná časť územia) a mikrofelzitickú, ktorá prevláda v horninách zo severnej časti územia v oblasti Vlachovskej Maši (južne od Dobšinej).

K *bázickým horninám* pačanského komplexu počítame diabázy, ktoré majú zachovanú reliktnú ofitickú štruktúru (diabázofitickú). Výrastlice (pôvodne bázickejšie plagioklasy) tvoria albit—oligoklasy. Na miestach pôvodného augitu vznikol epidot a kalcit. Chlorit vystupuje len v základnej hmote. Z opaktných minerálov je prítomný: titanomagnetit, ilmenit, leukoxén.

Diabázy sa vyskytujú v záreze cesty pri Vlachove, Z od Spitzenhügla, SV od Vyšnej Slanej, za Skalou a pri Vlachovskej píle. Okrem toho báziká sú známe v okolí Švedlára, Starej Vody, južne od Sloviniek a Gelnice a vystupujú v strednej, resp. vo vrchnej časti pačanského komplexu. Ich stratigrafické postavenie zatiaľ nie je presnejšie určené. Ďalší výskyt bázických hornín je v Čučme; tieto však už patria do silúru.

Pyroklastické horniny sme rozčlenili podľa percentuálneho obsahu vulkanického materiálu (Švecov). Pyroklastiká kyslých efuzívnych hornín sa najčastejšie vyskytujú v gelnickej sérii. Podľa reliktných štruktúrnych a textúrnych prvkov mô-

žeme v nich rozlíšiť: tufy a tufogénne horniny, tvorené prevažne vulkanickým materiálom extruzívneho submarínneho vulkanizmu; sú charakteristické tým, že sú veľmi málo alebo vôbec netriedené, čo nasvedčuje na rýchlu sedimentáciu pri vulkanických erupciách. Bomby sa vyskytujú len ojedinele. Bombičky, tmelené tufmi alebo tufogénnymi horninami, sa vyskytujú južne od Uhornej a Henckovej, na Tureckej a v okolí Gelnice; sú tvorené nielen z vulkanického, ale i z cudzородého materiálu, najmä zo šedých kvarcitov. Základnú hmotu tvorí buď tuf, alebo tufogénny materiál. Lapily, tmelené tufmi a tufogénnymi horninami, nachádzame vo vrtoch na Tureckej, v oblasti Rožňava—Rudná—Rakovnica. Ide v podstate o veľké úlomky kremeňov a živcov (2 cm), ktoré sa dostali ako pôvodné lapilové tufy do morského prostredia a sedimentovali spolu s tufmi a tufogénnymi horninami. Vo vrtoch z okolia Rudnej sú známe úlomky tmavých sericiticko-chloritických a grafitických fylitov, ktoré sú zbridlíčnatené, s pôvodnou tufovou a tufogénnou hmotou. Tufy a tufogénne horniny tejto skupiny sa najčastejšie vyskytujú v gelnickej sérii.

Z reliktných štruktúr sme pozorovali vo výbrusoch kryštaloklastickú, skladajúcu sa prevažne z úlomkov výrazne ostrohranných (1 cm, zriedka 0,5 až 0,3 cm veľkých); časté sú úlomky kremeňa, menej albitu a albit-oligoklasu. Množstvo úlomkov kôliše; veľa úlomkov je v tufoch a tufogénných horninách v oblasti Tureckej, menej v oblasti Vlachovskej Maše. Vulkanický popol je zastúpený pomerne málo; najčastejšie má reliktnú (litoklastickú) štruktúru; skladá sa zo sericitu a kremeňa.

Tufity a sedimenty obsahujúce vulkanický materiál vyskytujú sa v stredných a hlavne vrchných častiach pyroklastických sedimentárnych telies, kde po skončení vulkanickej činnosti bol vulkanický materiál prenesený a vytriedený a zmiešaný so sedimentmi. Miestami boli vyvrhnuté pyroklastiká veľkosti lapil až bômb do vodou už vytriedeného materiálu (S od Vlachova).

Podľa veľkosti rozlišujeme: bomby a bombičky tmelené tufitovou hmotou; lapily tmelené tufitmi sa vyskytujú vo vrchnejších častiach vlachovských vrstiev, hlavne v strednej časti flyšového rytmu, kde spodná časť niektorých rytmov (prvý element rytmu) je zložená z tufogénneho (50—90 %) a vulkanického materiálu, stredná z tufitov, ktoré sú jemnejšie (druhý element rytmu). Vrchnú časť rytmov tvoria tmavé bridlice, ktoré predstavujú sedimenty s prímiesou vulkanického materiálu. Pomerne často vystupujú tufity s textúrnymi znakmi v trojakej forme: prvý typ predstavujú tufity diastroficky delené. Druhý typ je charakteristický tým, že vulkanický materiál je zmiešaný s detritickým. V treťom type sa striedajú drobné vrstvičky tufu a tufogénneho materiálu s tufitovou alebo sedimentárnou vložkou v pomere 1:1. Jemnozrnné tufity sa vyskytujú v podobných podmienkach a majú podobné textúrne znaky.

Sedimenty s vulkanickým materiálom obsahujú úlomky kremeňa a živcov. Pyroklastiká bázických efuzívnych hornín vystupujú v gelnickej sérii sporadicky. Sú zložené z drobných úlomkov, plagioklasov; základnú hmotu tvorí chlorit a sericit.

Metamorfované efuzívne horniny. Najčastejšie najmenej metamorfované sú kyslé výlevné horniny, viac metamorfované sú pyroklastické horniny. Hlavne hercýnska metamorfóza im vtisla epimetamorfný charakter. Metamorfózou kremitých porfýrov vznikli stlačené kremité porfýry, metamorfózou tufov a tufogénnych hornín tufoporfyroidy, tufogénnych hornín až tufitov tufitoporfyroidy. Metamorfózou vulkanického popola vznikli tufofylity a tufitov sericiticko-kremité fylity.

Gelnická séria patrí najpravdepodobnejšie do kambria? — silúru (?) (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1954). Jej najspodnejším členom sú vlachovské vrstvy (S n o p k o 1957). Najvrchnejšie súvrstvie (alebo organogénny horizont) patrí silúru. Pre riešenie stratigrafických a petrografických pomerov sa najlepšie hodí územie južne od Dobšinej, kde sa pačanské vrstvy stýkajú s vlachovskými, kým západne od Vyšnej Slanej sa stýkajú s vrstvami betliarskymi. Z územia v blízkosti vlachovských vrstiev sú známe (W o l d ř i c h 1912; R o z l o z s n í k 1935; J. K a m e n i c k ý 1953—54—56; M á š k a) medzi Stromižom, Smrečkami, Bielou Skalou, Vlachovskou Mašou, baňou Július v okolí Šibenice (k. 627 a kótou 731,5) (Spitzenhügel) kyslé a bázické výlevné horniny; kyslé horniny sa po petrografickej stránke označovali ako kremité porfýry a keratofýry. Bázické horniny (výlevné a ich tufy) sú známe od Spitzenhügla pri Vlachovskej Maši na pile okolo k. 579 a za Skalou. Ináč telesá pyroklastických hornín prevládajú nad sedimentárnymi. V území medzi baňou Július, Vyšnou Slanou, Rejdovou, Dobšinou-hámor a Spitzenhüglom sa vyskytujú kyslé pyroklastické horniny, striedajúce sa so sedimentárnymi (výlevy sa nenašli).

Spodná časť pačanského komplexu sa vyskytuje v oblasti Vlachovskej Maše, vrchná časť severne od Vyšnej Slanej, pri Nižnej Slanej, na Lužici a Zelisku v záreze cesty Poloma—Henckovce. Spodnú časť charakterizuje prítomnosť kyslých i bázických výlevných hornín, tufov a tufogénnych hornín. Prevažná časť je zložená z kyslých pyroklastických hornín, ojedinele i sedimentárnych hornín. Vrchná časť je zložená len z kyslých pyroklastických hornín; je možné aj sporadické vystupovanie kyslých výlevných hornín (zatiaľ sa nenašli). Prevládajú tu tufogénne horniny, tufity a sedimenty obsahujúce vulkanický materiál.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. — [2] Andrusov—Zoubek, 1953: Zpráva o geologickej stavbe západogemerskej oblasti. Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sbor. IV/1—2. — [3] Čekalová V., 1953: Geologické pomery ložiska Sádlovská pri Rožňave. Geol. sbor. IV/3—4, Bratislava. — [4] Fusán—Kamenický—Kuthan, 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. IV/1—2, Bratislava. — [5] Fusán—Máška—Zoubek, 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. GP, Zprávy 2, Bratislava. — [6] Fusán—Máška, 1956: K stratigrafii gottlandu v gemeridách. GP, Zprávy 7, Bratislava. — [7] Fusán O., 1956: Paleozoikum gemeríd. X. jubil. sjazd Čs. spol. pre mineralógiu a geológiu v Košiciach; kompletný sjazdový sprievodca. — [8] Chmelík—Snopko, 1961: Vulkanizmus kremitých porfýrov a jeho stratigrafická poloha v západnej časti gelnickej série (Spišsko-gemerské rudohorie). GP, Zprávy 21. — [9] Ilavský J., 1953: K otázke uhornianskej série Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. III/3—4, Bratislava. — [10] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. sbor. IV/1—2, Bratislava. — [11] Ivanov M., 1959: Litológia a petrografia staropaleozoických a karbónskych sérií gemeríd. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Klíneč A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. GP, Zošit 56, Bratislava. — [13] Kamenický J.—Kantor J., 1951: Petrografia hornín Spišsko-gemerského rudohoria. In: Krátkv prehľad geologických, petrografických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Kamenický J. (in Andrusov D.), 1950: Zpráva o činnosti mineralogicko-geologickej sekcie slovenskej prír. spoločnosti v rokoch 1946 až 1949. Poznámky ku gemeridnému kryštaliniku na liste Gelnica. — [15] Kamenický J., 1953: Petrografia vulkanogénnej časti porfyroidovej série v gemeridách. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník VII/1, Bratislava. — [17] Máška M., 1956: O gelnické, fylito-diabásové a pipitské série v rámci stavby Spišsko-gemerského rudohoří. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Švecov M. S., 1948: Petrografie osadočných porod. Gosgeoltechizdat, Moskva—Leningrad.

J. CHMELÍK—L. SNOPKO

AUSNÜTZUNG DER PETROGRAPHISCHEN KRITERIEN BEI STRATIFIKATION DER PAČA-SCHICHTEN

Bei der Stratifizierung der Gelnica-Serie im Zips-Gömörer Erzgebirge kommt der vulkanisch-detritischen Schichtfolge, die als Pača-Schichten bezeichnet wird und den Mittelteil der Gelnica-Serie bildet, grosse Bedeutung zu. Im wesentlichen handelt es sich um eine detritische Schichtfolge flyschoiden Charakters, in welcher auch kleinere Lagen von Effusivgesteinen vorkommen.

Auf Grund der Struktur- und Texturelemente wurde die vulkanogene Schichtfolge in folgende Gesteinstypen geteilt: a) Ergussgesteine mit erhaltenen ursprünglichen Textur- und Strukturzeichen (sowohl basische als auch saure); b) pyroklastische Gesteine, bei welchen die ursprünglichen textuellen und strukturellen Merkmale erhalten sind (saure und basische).

Zur ersten Gruppe gehören Quarzporphyre und Quarzkeratophyre mit porphyrischer Struktur. Bei diesem Typ können wir zwei Generationen von Mineralen unterscheiden: Intratelurische (Einsprenglinge) und effusive (die Grundmasse). Bei den saueren Ergussgesteinen erkennt man zwei Typen der Grundmasse: mikrogranitische (im südlichen Teil des studierten Gebietes, Umge-

bung von Turecká) und mikrofelsitische (im nördlichen Teil bei Vlachovská Maša). Basische Gesteine sind durch Diabase (mit erhaltener ofitischer Struktur) vertreten.

Pyroklastische Gesteine wurden auf Grund der prozentuellen Vertretung des vulkanischen Materials in Tuffe und tuffogene Gesteine (nach Švecov) gegliedert.

Beim eingehenden Studium konnte man feststellen, dass der untere Teil des Pača-Komplexes durch die Anwesenheit der sauren und basischen Ergussgesteine, der Tuffe und tuffogener Gesteine charakteristisch ist; die oberen Schichten dieses Komplexes sind nur aus sauren pyroklastischen Gesteinen gebaut. Möglicherweise dürften sporadisch auch saure Ergussgesteine vertreten sein (vorläufig konnte man sie in diesen oberen Lagen nicht feststellen).

*Geologisches Institut D. Štúr's
Bratislava*

MIROSLAV IVANOV

STYČNÁ ZÓNA GEMERÍD A VEPORÍD AKO PROSTREDIE VZNIKU SEDIMENTÁRNYCH LOŽÍSK

Podľa starších názorov gemeridné epimetamorfované paleozoikum predstavovalo nižšie metamorfovanú sériu stratigraficky ekvivalentného príslušného mezo-kryštalinika veporíd, Čiernej hory a Braniska. Proti týmto názorom väčšiny geológov stoja práce V. Zoubka (1958) a M. Ivanova (1959), ktorí dospeli k záveru, že gemeridné paleozoikum predstavuje vyššiu (mladšiu) stratigrafickú sériu než príslušné kryštalinikum tatroveporíd. Kryštalicke bridlice tatroveporidného kryštalinika považujú obaja autori za predkambrický sedimentárny komplex. Zdôvodnenie tohto názoru je v citovaných prácach, preto ho nebudem na tomto mieste opakovať. V. Zoubek (1958) dokonca uvažuje o predkambrickom veku aj u granitoidných hornín tatroveporíd; s týmto názorom sa stotožňujem len v tom zmysle, že za predhercýnske magmatické intrúzie považujem len staršiu intruzívnu fázu aplitoidných granitov. Ostatné granodiority, poprípade granity považujem za syn- až postorogénne magmatické intrúzie hercýnskeho veku.

Tieto zásadné zmeny v ponímaní oboch geologických jednotiek (gemeríd a veporíd) prinášajú so sebou i rad ďalších nových aspektov. Jedným z nich je tektonické postavenie gemeríd vzhľadom k veporidám. Styk oboch jednotiek väčšina autorov (Andrusov — Zoubek 1953; Nemčok 1953; Fusán 1956) považovala za tektonický. Podľa nich gemeridy boli pozdĺž tzv. lubeníckej línie presunuté na veporidy. Iba Mahel (1954) zastáva názor o autochtónnom postavení gemeridného paleozoika ako celku. Moje štúdiá z posledných rokov v samotných gemeridách i v príslušnom veporidnom kryštaliniku, v tzv. kohútskom pásme, ma privedli k podobnému uzáveru. Ukázalo sa, že lubenícka línia ako tektonická línia prvého radu je viac-menej hypotetická; jednotlivé stratigrafické členy gemeridného paleozoika, hlavne karbónu vyvinutého medzi Hnúšťou a Slavošovcami, ležia na kryštaliniku veporíd (diafority biotitických pararúl, migmatitov a granitizovaných rúl) v normálnom stratigrafickom slede. Ich tektonika je prevažne germanotypná; intenzita tektonických a metamorfných pochodov stúpa v tejto styčnej zóne smerom od JV k SZ. Spodnokarbónske súvrstvie biotitických

fylitov a biotiticko-sericitických fylitov (Ivanov 1961) má s veporidným kryštalinikom ostrý styk (profily Čierna Lehota, Ostrý vrch, profil S od Chyžného, Z od Lubeníka a i.). V jeho stratigrafickej superpozícii sú vyvinuté svetlé sericiticko-chloritické fylity, ktoré sa v minulosti označovali ako arkózovité súvrstvie a považovali za perm. M á š k a (1957) ich však správne označil ako bázu stredného karbónu gemeríd. Nad týmito súvrstviami ako najmladší člen karbónu vystupuje komplex tmavých grafitických fylitov s vápencami, miestami s prejavmi diabázového vulkanizmu, patriaci strednému karbónu. Výnimkou z tektonického štýlu styčnej oblasti gemeríd a veporíd sú sedimentárne komplexy v oblasti Markušky. V tejto oblasti možno pripustiť (Zoubek — Snopko 1954), alpinotypnú stavbu a presunutie na veporidné kryštalinikum.

Spomenuté zmeny v ponímaní vzťahu gemeríd k veporidám vedú aj k novým vývodom sedimentologickým. Na základe prítomnosti detritu kryštalinika v karbónskych sedimentárnych komplexoch gemeríd môžeme usudzovať, že časť kryštalinika veporíd v hercýnskom období bola vyzdvihnutá nad hladinu mora a predstavovala súš, z ktorej detritický materiál bol odnášaný do blízkych sedimentačných panví. Transgresia mora v karbóne postupovala na tomto území od juhu k severu a v rôznom časovom období postupne zaplavovala i staršie kryštálické masívy a staršie paleozoické komplexy. Svojho maxima dosiahla vo vrchnej časti stredného karbónu (strednokarbónske sedimenty JZ od Novej Maši; došbinský a bindtrudniansky vývoj karbónu a ďalšie).

Aj z tohto paleogeografického záveru vyplýva nový pohľad na možnosť vzniku sedimentárnych ložísk. Podľa môjho názoru styková plocha veporíd a gemeríd (medzi Jelšavou a Hnúšťou) má normálny transgresívny charakter a je odrazom paleogeografických pomerov v karbóne. Na základe tohto predpokladu i celkového rozmiestnenia karbónskych sedimentov možno územie medzi Dobšinou a Čuntavou JZ smerom k Markuške a Slavošovciam a ďalej k okoliu Chyžného, Sirku a Hnúšte v období karbónu považovať za oblasti litorálneho pásma, v ktorom boli teoretické predpoklady pre vznik niektorých typov sedimentárneho zrudnenia.

Prínosovou oblasťou tohto pásma bola oblasť znosu kryštalinika veporíd na západe a staršie paleozoické komplexy gemeríd na severe a severovýchode, menovite horniny rakoveckej (fylito-diabázovej) série, ktoré boli vplyvom bretónskej fázy vrásnenia vyzdvihnuté a podľahli silnej denudácii.

Mineralogickými štúdiami vo veporidnom kryštaliniku kohútskeho pásma zistil som medzi iným, že hlavnými akcesorickými rudnými minerálmi kryštálických bridlíc, poprípade ich granitizovaných ekvivalentov, sú ilmenity, titanomagnetity a magnetity. Aj bázičné magmatické horniny rakoveckej (fylito-diabázovej) série obsahujú značné množstvo spomenutých rudných minerálov. Medzi spodným a stredným karbónom došlo v gemeridách k intrúziám amfibolických gabier, v ktorých sa tiež nachádzajú akcesoricky Ti-minerály (titanomagnetity, ilmenity, rutily a tianity).

Keďže detritický materiál uvedených horninových komplexov bol, ako predpokladám, odnášaný práve do spomenutej vymedzenej oblasti, mohla táto oblasť mať optimálne podmienky pre frakcionovanú sedimentáciu a hromadenie reziduálnych produktov — ťažkých minerálov. Keďže maximum zdroja reziduálnych minerálov pochádza hlavne zo S, SV a SZ, možno za najnádejnejšiu oblasť tohto typu zrudnenia označiť spodnokarbónske a strednokarbónske sedimenty medzi Dobšinou, Čuntavou, Chyžným a Rochovcami.

Na tomto mieste chcel by som rozobrať teoretickú nádejnosť tohto územia v zrudnení, hlavne z hľadiska *Ti-surovín*.

Pri sledovaní širšej oblasti Slavošoviec a Chyžného som zistil nahromadenie reziduálnych minerálov v uvedenej oblasti; ca 2 km na S od Slavošoviec (50 m Z od k. 650 a 575) v strednokarbónskych fylitoch sa vyskytuje niekoľko polôh o mocnosti niekoľkých dm s nahromadením ťažkých minerálov, konkrétne magnetitu, titanomagnetitu a rutilu. Toto zrudnené pásмо možno sledovať SSV smerom na vzdialenosť vyše 1,5 km, a pokračuje pravdepodobne i ďalej.

Na druhý rudný výskyt upozorňujú šlichové analýzy z náplavov spodnokarbónskych biotitických fylitov v oblasti Hladomornej doliny na S od Chyžného. V šlichoch pri mineralogických rozboroch bolo zistené, že na Ti-minerály, konkrétne rutily, ilmenity, čiastočne anatasy a ojedinele brookity, pripadá ca 50 % ťažkej frakcie. Takéto enormné množstvo Ti-minerálov by sa dalo vysvetliť dvojako: buď medzi spodnokarbónskymi biotitickými fylitmi sa vyskytuje obohatená poloha o Ti-minerály (zatiaľ neznáma), alebo tieto minerály sú rozptýlené v celom komplexe spodnokarbónskych biotitických fylitov. Hoci pre spodnokarbónske súvrstvie je charakteristický zvýšený obsah Ti-minerálov, predsa s takýmito vysokými koncentraciami ako na uvedenej lokalite sa na iných miestach spodnokarbónskych fylitov nestretávame. Preto by sa tomuto typu zrudnenia mala v budúcnosti venovať pozornosť.

Druhý typ zrudnenia, ktorý by pripadal do úvahy vo vymedzenej styčnej oblasti veporíd a gemeríd, je typ *čisto sedimentárny*. V dôsledku rozrušovania hlavne bazických hornín rakoveckej (fylito-diabázovej) série a amfibolických gabier, ako aj tmavých súčiastok hornín kryštalínika veporíd, možno predpokladať značný prínos Fe, ďalej V a čiastočne Cu do vymedzenej sedimentačnej oblasti.

Relatívne vysoké klarky V v uvedených bazikách (diabázy fylito-diabázovej série = 295 ppm v \emptyset a amfibolické gabrá 356 ppm v \emptyset), i zvýšené koncentrácie Cu v amfibolických gabrách (medzi 0,1–0,01 %), dávajú k tomu teoretické predpoklady. K tomuto typu zrudnenia by sme mohli zaradiť hematity strednokarbónskych konglomerátov ca 300 m na SZ od slavošovských papierní.

Tretím typom vo vymedzenej styčnej zóne gemeríd a veporíd by bolo *polymetallické zrudnenie*, viazané na bituminózne polohy spodnokarbónskych, poprípade i strednokarbónskych fylitov.

Ako bolo terénnym výskumom zistené, počas sedimentácie karbónu (hlavne

spodného karbónu) v tejto príbrežnej oblasti dochádza k náhlym zmenám sedimentačného prostredia. Sedimentácia otvoreného, dobre vetraného mora so značným oxydickým potenciálom sa náhle prerušuje a nastávajú podmienky pre dlhšie trvajúcu sedimentáciu v redukčnom prostredí, s malým prínosom detritického materiálu. U spodnokarbónskych sedimentárnych komplexov sa to prejavuje tým, že medzi mocnými (niekoľko 100 m) detritickými súvrstviami pozorujeme polohy (spravidla 1–3 m) bituminózných až grafitických fylitov. Tieto polohy sú značne pyritizované a obsahujú zvýšené koncentrácie takých katiónov, ako je V, Mo, Co, Cu, U, Ni, Cr a niektoré ďalšie druhoradé prvky. Prítomnosť týchto prvkov v bituminózných fylitoch si možno vysvetliť práve tým, že takéto litologické horizonty sú v morskom prostredí kolektorom vyššie uvedených katiónov, rozptýlených v difúznom stave v morskej vode a absorbovaných počas dlhodobej sedimentácie organickými látkami – bitumínami.

Doteraz sa zistili zatiaľ dva areály zrudnenia tohto typu. V oblasti ca 4 km na S od Chyžného som pozoroval medzi spodnokarbónskymi biotitickými fylitmi 3 takéto samostatné polohy bituminózných fylitov v ca 2 km dĺžke (smerom V–Z). (Miestami dosahuje mocnosť 1,5 až 3 m.) Druhý výskyt som pozoroval opäť v spodnokarbónskych fylitoch v záreze cesty z Mútniku na Polom.

Je pravdepodobné, že pri detailnom geologickom výskume vzhľadom k celkovo priaznivým sedimentačným podmienkam v tejto oblasti by bolo možné zistiť i ďalšie lokality s obdobnými typmi zrudnenia.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. – Zoubek V., 1953: Prehľad geologickej stavby západogemerskej oblasti a jej vzťah ku zrudneniu. Geol. sborník IV/3–4, Bratislava. — [2] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. GP, Zošit 46, Bratislava. — [3] Ivanov M., 1959: Litológia a petrografia staropaleozoických a karbónskych sérií gemeríd. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Ivanov M., 1962: K otázkam pôvodu kryštalickej bridlice a granitoidov v SV časti veporíd. Věstník ÚÚG 6, Praha. — [5] Ivanov M., 1961: Šlichové analýzy z náplavov potokov z východnej časti listu Revúca. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Ivanov M. – Kupčo G., 1961: Distribúcia a asociácie stopových elementov v magmatických a sedimentárnych horninách Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Ivanov M., 1961: K otázkam kryštalínika centrálnych Západných Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. sborník V/1, 2, Bratislava. — [9] Máška M., 1957: Zpráva o výzkumech paleozoika v Spišsko-gemerském rudohoří (II) (O karboně celkově). Zprávy o geol. výzkumech, ÚÚG, Praha. — [10] Nemček A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. sborník IV/3–4, Bratislava. — [11] Zoubek V. – Snopko L., 1954: Zpráva o mapování styku veporíd a gemeríd mezi Slavošovci a Rejdovou. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1954, Praha. — [12] Zoubek V., 1957: Hranice gemeríd s veporidami. GP, Zošit 46, Bratislava. — [13] Zoubek V., 1960: Zapadokarpatská soustava; in: Tektonický vývoj Československa, Praha.

JOZEF VÁCLAV

PRÍSPEVOK KU GEOCHEMICKEJ PROSPEKCII Pb—Zn ZRUDNENIA NA LOŽISKU MÁRIA-MARGITA A V DOLINE DUBINÁ—DRÁBSKA

V roku 1960 vykonával som geochemickú prospekciu na ložisku Mária-Margita na južnom svahu k. Dúbrava (699,5 m) JV Rohoviec, SZ od Ochtinej a v oblasti dolín Dubiná—Drábska asi 1,5 km severne od Rochoviec. Okolie ložiska Mária-Margita buduje staršie a mladšie paleozoikum, prvé zastúpené hlavne porfyroidmi v severnej časti územia. Blízke okolie je budované mladším paleozoikom — karbónom, reprezentovaným tmavými chloriticko-sericitickými fylitmi, diabázovými tufmi a vápencami. Ložisko sa nachádza v bielych kryštalických vápencoch (s polohami diabázových tufitov), v nadloží fylitov a diabázových tufov. Podľa I l a v s k é h o (1954) ide o hydrotermálne zrudnenie metasomatického typu, tvoriace nepravidelné telesá a žily v kryštalických vápencoch vrchného karbónu. Vo vápencoch sú pozdĺž porúch (v smere SZ—JV) krasové dutiny, vyplnené okrovitozemitými hmotami, v ktorých sa koncentrujú druhotné minerály (Pb, Zn, Cu, Fe).

Mineralogický popis rudnej výplne podáva K o z l o v s k ý (1956) a B e ň o (1958). Kozlovský zistil nasledovné primárne minerály: pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, galenit, sfalerit, kalcit, kremeň; zo sekundárnych anglezit, smitsonit, ceruzit, malachyt, azurit. Beňo uvádza z primárnych sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, ankerit, kalcit, kremeň a zo sekundárnych smitsonit, kovelín, anglezit a ceruzit.

VSRP, závod Jelšava otvoril štôľňu Margita roku 1952 (banské práce však boli zastavené. T. č. je štôľňa Margita i ostatné banské práce prakticky neprístupné). SV od tejto štôľne je ešte niekoľko starých štôľní, o ktorých nemáme žiadne zprávy. Niektoré sú len malé a sledujú zrudnenie priamo v podpovrchových častiach. Štôľňa Margita leží niekoľko metrov nad úrovňou potoka Štítnik. Ostatné banské práce sa tiahnu SZ smerom približne v smere zrudnenia. Posledné banské práce sa nachádzajú vo výške 420 m.

Účelom geochemickej prospekcie bolo zistiť severozápadné a pomocou vrto v i juhozápadné pokračovanie ložiska (zakryté alúviom rieky Štítnik).

Pri odoberaní vzoriek pre geochemickú prospekciu musíme brať do úvahy okolností, že obsah prvkov od pokryvných útvarov po skalný podklad je premenlivý; to vyžaduje rovnaký spôsob odoberania vzoriek. V prípade ložiska Mária-Margita sme túto zásadu v profiloch mohli dodržať iba sčasti. Vo východnej a severnej časti územia je totiž pevný podklad väčšinou zakrytý pokrývkou mocnejšou ako 1 m (odber vzoriek sondovacimi tyčami), kým na západnej a južnej strane vápence vychádzajú na povrch, prípadne pokrývka nepresahuje 1 m. Približne stredom prechádza zrudnenie s bankskými prácami. Z toho vidíme, že rôzne prostredie odberu vzoriek môže ovplyvniť aj výsledky a vyhodnotenie analýz.

Prednosťou takého odberu vzoriek z pevných odkryvov je, že predpokladané koncentrácie Pb-Zn, interpretované zo starých bankských prác, boli zachytené prevažne z pevných odkryvov, čím sa situácia zisťovania presného smeru značne uľahčila.

Keďže sme nevedeli o aké pokrývne útvary ide a predpoklad zrudnenia bol i v týchto častiach (viď I l a v s k ý 1954) výsledky analýz a predpoklad sme preverili (vo východnej časti) dvoma plytkými vrtmi. Vo vrte O-1 zvýšený obsah Pb a Zn sme zistili v hĺbke 62–64 m; Pb = 0,0155, Zn = 0,0155 %; 68–70 m Pb = 0,0175, Zn = 0,0418 %; 70–72 m Pb = 0,026, Zn = 0,0315 %; 88 až 90 m Pb = 0,011, Zn = 0,0047 %. Ostatné obsahy sa pohybujú od tisíciny %. Vo vrte O-2, situovanom pri štólne Margita, obsahy Pb-Zn sa pohybujú od tisíciny nižšie. Výsledky z ostatných vrto v západne od štólne Margita nie sú zatiaľ k dispozícii.

Odber vzoriek sme robili v etapách, pretože charakter zrudnenia, resp. smer bol známy len v najspodnejšej štólne. V prvej etape sa viedli profily cez známu oblasť bankských prác. U vyššie položených štólne bolo v niektorých ústiach zistené i zrudnenie vo forme žiliek, impregnácií alebo sekundárnych minerálov. Pri výbere profilov sme brali do úvahy i impregnácie Pb-Zn, zistené i mimo bankských prác. Profily boli lokalizované tak, aby prechádzali naprieč styku rôznych hornín (tmavé chloriticko-sericitické fylity, diabázové tufy, vápence). Na miestach styku týchto hornín neboli zistené pozitívne výsledky.

Vcelku sme sledovali 9 profilov (V/2, V/3, V/4, V/5, V/6, V/7, V/8, M/1 a M/5) o celkovej dĺžke 2063 m. Vzďialenosť medzi jednotlivými profilmi bola 50 až 80 metrov a vzorky v profiloch sa odoberali každých 5 metrov, okrem prvých vzoriek v profile M/5. Pre odber vzoriek sa používali sondovacie tyče o dĺžke 1 m. Kde nebolo možné odobrať týmto spôsobom (súvislé odkryvy), zobrala sa priemerná vzorka z okruhu príslušného miesta. Analýzy sa vyhodnotili v laboratóriu GÚDŠ. Pb sa stanovovalo dithyzonom a Zn polarograficky.

Podľa rozloženia bankských prác sme pôvodne predpokladali, že štólne sledujú jedno rudné pásmo od úrovne potoka Štítnik. Geochemická prospekcia a interpretácia zrudnenia zo štólne Margita na povrch však ukázali, že tu vcelku ide o dve pásma zrudnenia, ktoré prechádzajú paralelne vedľa seba vo vzdialenosti asi 70 m v smere SZ–JV (termín rudné pásmo používam ako pomocný a sú v ňom zahrnuté impregnácie žilky a výplne puklín, aby sme mohli jednoduchšie vyjadriť priebeh zrudnenia).

Ako prvý profil bol lokalizovaný V/5, vedený z hrebeňa JV od k. Dúbrava (699,5 m) po južnom svahu cez oblasť bankských prác až k potoku Štítnik. Ostatné profily sme viedli paralelne s V/5, približne naprieč zrudneniu. V najspodnejšom profile (V/2), ktorý prechádzal nad ústím štólne Margita, anomálie Pb a Zn nemôžu sa brať do úvahy, lebo miesta odberu vzoriek sú vlastne sutinou haldového materiálu (zo štólne Vyšnej Margity). Z pevných odkryvov vzorky nevykazovali takmer žiadny obsah týchto prvkov. Z toho vidieť, že najjužnejším profilom sme pravdepodobne nezachytili ani jedno rudné pásmo. Nie je však vylúčené, že zrudnenie (rudné pásmo I) prechádza pod sutinou haldových úlomkov, ako to vyplýva z celkového smeru zrudnenia a bolo zachytené len zvýšeným obsahom Pb-Zn vo vrte 0/1.

V profile V/3 sme zachytili zvýšené koncentrácie Pb a Zn, odpovedajúce dvom rudným pásmam. Vo vzorkách (braných z pevných odkryvov: č. 136: Pb = 0,02 — Zn = 0,126; č. 137: Pb = 0,026 — Zn = 1,60; č. 138: Pb = 0,01 — Zn = 0,010) bolo zachytené rudné pásmo I, sledované v minulosti bankskými prácami. Západne od tohto pásma sú zvýšené koncentrácie vo vzorkách č. 151 (Pb = 0,96, Zn = 0,1) a č. 154 (Pb = 1,78, Zn = 3,70), ktorými sme zachytili južné pokračovanie rudného pásma II nad potokom Štítnik, ktoré v týchto miestach bankskými prácami nebolo sledované. Vzorky č. 151 a 154, odobrané z miest s viditeľnou impregnáciou PbS, ZnS a FeS₂ malo vplyv na výsledky analýz. Vysoký obsah Zn a Pb podľa makroskopického štúdia odkryvov asi neodpovedá obsahu v celej šírke; ide pravdepodobne iba o lokálne koncentrácie a celkový obsah bude nižší, ako to ukazuje profil M/1 (vedený južnejšie od V/3 priamo v záreze potoka). Dôležité je však zistenie, že II. rudné pásmo pravdepodobne pokračuje i ďalej pod alúviom potoka Štítnik. Na ďalšie pokračovanie v JZ smere sme situovali plytké vrty. V severnejšie položenom profile V/4 obidve rudné pásma sa asi pozvoľne prelínajú, ako na to poukazuje väčšina vzoriek i makroskopické pozorovanie priamo v teréne. Nie je to však možné presne zistiť, lebo približne v strede, medzi anomálnymi koncentraciami, je nasutený haldový materiál. Treba však podotknúť, že v priestore tohto profilu je bankskými prácami sledované iba rudné pásmo I, kým v priestore zisteného rudného pásma II nie sú stopy po štôlnach ani šachticiach.

Iná situácia je v profile V/5, kde bankské práce sledovali rudné pásma II (vzorky č. 58: Pb = 0,248, Zn = 0,07; č. 61: Pb = 0,02, Zn = 0,04; č. 62: Pb = 1,016, Zn = 0,106). Bankské práce sú rozložené na pomerne malej ploche. Severné pokračovanie rudného pásma I sme pravdepodobne zachytili vo vzorke č. 37 (Pb = 0,122, Zn = 0,0005). Ďalšími profilmi sme sledovali už len rudné pásmo II, čo však neprinieslo žiadne pozitívne výsledky. V profiloch V/6 a V/8 vo vzorkách č. 368 a 509, západne od predpokladaného pokračovania rudného pásma II sme zistili zvýšený obsah Zn, čo však v tomto prípade možno interpretovať len ako náznaky zrudnenia.

Pomerne vysoký obsah Zn má vzorka č. 123 ($Zn = 0,124$) v profile V/3 východne od rudného pásma I. Pravdepodobne ide len o lokálne zvýšenie Zn, lebo profily V/2 a V/4 v smere SZ a JV od vzorky 123 už nezachytili zvýšený obsah Zn ani Pb.

Oblasť Dubiná — Drábska

Asi 1,5 km S od obce Rochovce v oblasti dolín Dubiná a Drábska v arkózach a drobách karbónu, obalu kryštalinika veporíd a v karbóne gemeríd je známy žilníkovno-impregnačný typ Pb-Zn zrudnenia na pomerne veľkej ploche: v smere S—J v dĺžke asi 1 km, v smere V—Z (šírka) okolo 200—300 m (I l a v s k ý — H o r a l 1954). Drobné žilky a impregnácie buď sledujú plochy bridličnatosti, alebo priečne pukliny, prípadne sú vyvinuté nepravidelne. Anomálnejšie koncentrácie sú známe v doline Dubiná. Podľa Š e v č í k a (1957) v doline Dubiná je žilníkovno-impregnačný typ zrudnenia viazaný na tektonickú štruktúru (v smere S—J). Poruchová zóna je mocná až 10 m so 70° sklonom k V. Kvalitnejšie zrudnenie bolo overené na dĺžke 150 m. Ložiskovú časť tvoria hydrotermálne vybielené droby, prestúpené žilkami kremeňa a sulfidov. Miestami je celá masa drob prestúpená zrudnením.

Mineralogický rozbor z uvedenej lokality vyhotovil Kantor (1955) a I l a v s k ý — B e ň o (1958), ktorí zistili nasledovné minerály: pyrit, arzenopyrit, markazit, pyrhotín, chalkopyrit, galenit, sfalerit, spekularit, antimonit, ankerit a kremeň. Podľa K a n t o r a (1955) tento typ rudných žíl (v širšej oblasti územia) sa vyvíja z arzenopyritových žíl postupným ubúdaním FeAsS a pribúdaním sfaleritu a galenitu. Proces postupného obohacovania o PbS a ZnS dospel najďalej pri rudnej žile v doline Drábska (podľa najnovšieho zistenia v doline Dubiná — názvy dolín sa v minulosti často zamieňali).

V spomínanom území som r. 1960 orientačne metalometrickým výskumom sledoval šírkový rozsah zrudnenia v nadloží žily v doline Dubiná (resp. medzi dolinami Dubiná a Drábska a východne od nich) a severné pokračovanie žíl. Doliny sú od seba oddelené malým hrebeňom, cez ktorý boli vedené dva profily naprieč zrudnením i naprieč styku veporíd s gemeridmi (z obalu kryštalinika veporíd do gemeridného karbónu). V dvoch profiloch M/3 a M/5 o celkovej dĺžke 1040 m som odobral 118 vzoriek. Vzdialenosť medzi jednotlivými odbermi bola 5 m a ďalej od známeho zrudnenia 10 m (pomocou sondovacích tyčí o dĺžke 1 m). Medzi dolinami skalný podklad sa zriedka nachádzal hlbšie ako 1 m. Východným smerom sutina dosahovala väčších mocností, takže skalný podklad nebol dosiahnutý. V takomto prípade sme vzorky odobrali z hĺbky maximum 1 m.

Po odbere boli vzorky spracované v laboratóriu GÚDŠ. Profil M/3 vo výške 470 m vychádzal z tesného podložia žily (15 m) cez žilu až do nadložia. Vzorky z podložia neobsahovali sledované prvky. Na rozdiel od ďalších (z nadložia žily v doline Dubiná) boli odobraté zo značne mocnej sutiny, ktorá smerom ku zrudneniu prudko klesá. Vzorky zo skalného podkladu majú väčšinou zvýšený obsah

hlavne Pb v dĺžke až 175 m (napr. vzorka č. 272 v 135 m až 0,33 % Pb, čo je vyšší obsah ako u vzoriek z doliny Dubiná v priestore známeho zrudnenia).

Profil M/5 bol založený asi o 300 m severnejšie od profilu M/3; malo sa ním zistiť severné pokračovanie žil z doliny Dubiná a Drábska a šírkový rozsah zrudnenia medzi dolinami. Pokračovanie žily z doliny Dubiná severným smerom nebolo zistené. Na vzdialenosť 210 a 240 m u vzoriek č. 565 (Pb = 0,0148, Zn = 0,011) a č. 568 (Pb = 0,02, Zn = 0,004) bol zistený zvýšený obsah Pb a čiastočne aj Zn, čo by mohlo odpovedať severnému pokračovaniu žily Drábska (podľa starého pomenovania doliny). U ostatných vzoriek najväčší obsah sa pohybuje v tisícinách %, takže v priestore profilu M/5 nemožno hovoriť o šírkovom rozsahu zrudnenia. Treba mať však na zreteli, že v týchto miestach dosahuje sutina značnú hrúbku. Južné pokračovanie žily Drábska bolo zachytené pravdepodobne v profile M/3 vo vzorkách č. 270 (Pb = 0,043 %), 271 (Pb = 0,039 %), č. 272 (Pb = 0,3397 %), č. 273 (Pb = 0,023 %) a č. 274 (Pb = 0,064 %).

Záver

Na ložisku Mária-Margita sme zistili dve rudné pásma. Smer zrudnenia na povrchu sa pôvodne dával do súvislosti s priebehom banských prác, čím bol skreslený celkový charakter zrudnenia. Overili sme smer rudného pásma I (o dĺžke asi 200 m), sledovaného banskými prácami od Margita štólne do výšky 420 m a zistili jeho severné pokračovanie v profile V/5 (ovšem len v jednej vzorke), čo pravdepodobne poukazuje na vyznievanie zrudnenia severným smerom, podobne ako u rudného pásma II.

Rudné pásmo II (zistená dĺžka asi 170 m), overené profilom V/5, sme sledovali na sever a na juh od banských prác. Zrudnenie na sever vyznieva; južné pokračovanie sme zachytili v profiloch V/4, V/3 a M/1 (najnižšie položený profil v úrovni potoka Štítnik). Z prospekcie na ložisku Mária-Margita vyplýva, že SZ smerom zrudnenie stráca na význame.

V oblasti dolín Dubiná—Drábska pozoruhodnejšie koncentrácie Pb a Zn môžeme očakávať len v priestore profilu M/3, kde by bolo účelné odobrať vzorky v sieti na ploche 200 × 200 m, lokalizovať ešte orientačné profily južne od M/3 a po priaznivých výsledkoch situovať vrt východne od zisteného zrudnenia za účelom overenia hĺbkového pokračovania a rudného obsahu.

LITERATÚRA

- [1] Bernard J. H., 1953: Geochémie rejského a turkaňského pásma v Kutné Hoře. Rozpr. ČSAV, roč. 63, seš. 1. — [2] Beňo J., 1957: K mineralogii Pb-Zn zrudnenia pri Ochtinej. Časopis pro min. a geol., sv. II. — [3] Ginzburg I. I., 1957: Opyt rozrabotky teoretických osnov geochemičeských metodov poiskov rud cvetnych i redkich metalov. Moskva. — [4] Ilav-

s ký J., 1954: Závěrečná zpráva o výpočte zásob ložiska Ochtina — Margit — Pb-Zn-Cu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] I l a v s k ý — B e ň o, 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov Pb-Zn rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. GP, Zprávy 14. — [6] K a n t o r J., 1955: Metalogenéza južnej časti Kohútskeho masívu (sev. od Jelšavy). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] K a n t o r J., 1957: Zpráva o geochemickej prospekcii na olovo v Nízkych Tatrách. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] K o z l o v s k ý M., 1956: Mineralogicko-geochemický výskum oloveno-zinkových minerálov ložiska Margita v Ochtinej. Diplomová práca. Katedra nerastných surovín, Bratislava. — [9] Sbornik statej (preklady): Geochemičeskije metody poiskov rudnych mestoroždenij. Moskva 1954. — [10] VSRP Spišská Nová Ves, závod Jelšava: Výročná zpráva o preved. vyhladáv. prieskumu na lokalite Rochovce Pb-Zn-Sb za rok 1956. Rukopis; Archív GÚDŠ.

ALBÍN KLINEC—STANISLAV VRÁNA

KRYŠTALINIKUM V PODLOŽÍ NEOGÉNU VÝCHODNE OD ŠURIAN

Východne od Šurian pri Úlanoch nad Žitavou dosiahol hlbinný vrt ČND Malacky v hĺbke ca 2650—2680 m podložie neogénu — kryštalínium. Nadložie kryštalínika tvoria neogénne sedimenty a mocné súvrstvie vulkanických hornín, pravdepodobne tortónskeho veku. Z hĺbky 2701,60 až 2704 a 2707,60 až 2709,60 m boli vytiahnuté najprv bridličnaté, sľudnaté horniny hnedočerveného vzhľadu, ktoré v niektorých partiách pripomínali červenohnedé zlepenice verukánskeho typu. Ide však len o zvetrané partie podložia. Prevažná časť materiálu má výrazne bridličnatý charakter, pričom makroskopicky možno rozoznať sericit, chlorit, muskovit, kremeň a zrnká pyritu. Túto horninu sme predbežne označili ako chlorit-muskovitické bridlice — svory, pričom sa uvažovalo (J. Kamenický, O. Fusán a A. Klinec) o možnosti jej diaforitického charakteru.

V predĺženej časti vrtu (ďalších 100 m) boli jadrováním zastihnuté v podstate štyri odlišné typy hornín, a to: 1. chloriticko-muskovitické svory; 2. muskovit-chloritické svory (sčasti s biotitom); 3. arterity; 4. bázické skaliny.*

Chloriticko-muskovitické svory sú jemnozrné, zelenavošedé, dokonale bridličnaté, niekedy silne prevrásnené, s cm vráskami. Foliačné plochy sú pokryté mázdami chloritu a sericitu, pričom jednotlivé lupienky muskovitu sú najviac 2 mm dlhé. O modálnom zložení týchto hornín dávajú prehľad planimetrické analýzy č. 1 až 4.

Plagioklasy sú zastúpené albit-oligoklasom v podobe mierne pretiahnutých laločnatých zŕn (priemer 0,2—0,4 mm; maximálne 1 mm dlhé). Zrná sú vyplnené sericitom, chloritom, vzáčne i biotitom, rutilom a i. Pri okraji zŕn na styku s mus-

* Termín skalina používame v zmysle návrhu B. Hejtmana. Ide o masívne metamorfované horniny (nie kontaktné rohovce), ako textúrny protiklad bridlic.

kovitom a chloritom sú pravidelne vyvinuté úzke albitové zóny, dosť ostro ohraničené voči vnútorným častiam zrna. Albitické lamelovanie je vzácné. Zrná kremeňa sú izometrické, alebo mierne pretiahnuté (priemer 0,2–0,3 mm; max. 0,8 mm dlhé), zhášajú undulózne. Lupienky muskovitu sú priemerne 0,5 mm, max. 2 mm dlhé s pretiahnutím 1 : 8 až 1 : 3. Pleochroizmus α — zelenkavožltý, γ — slabo žltkastý až bezfarebný. Obvykle niekoľko paralelných lupienok vytvára temer súvislé, tenké pásiky, striedajúce sa s niekoľkonásobne silnejšími pásikmi, tvorenými plagioklasom a kremeňom. Pozdĺž muskovitických polôh sa hornina odľučuje a vzniká tak dojem, že je veľmi bohatá sludou. Okrem toho vyskytujú sa aj muskovity priečne orientované. Lupienky chloritu sú priemerne 0,3 mm dlhé, paralelné s foliáciou. Pleochroizmus: α — svetlý, žltozelený, γ — svetlozelený s modrastým odtieňom, Chz-, interferenčné farby — anomálne modrá až čierna. Chlorit vzácné prechádza do biotitu, alebo má svetlohnedý pleochroizmus.

Ako drobné akcesórie sú zastúpené zirkón, apatit, rutil, leukoxén, magnetit, ilmenit, limonit a v niektorých výbrusoch karbonát, klinozoit, — orthit, niekedy pyrit. Impregnácia pyritom je na niektorých foliačných plochách dosť výrazná. Celkom ojedinele sa na niektorých miestach našli 5 mm dlhé zrnká barytu lemované limonitom.

Muskovit-chloritické svory vyznačujú sa väčším obsahom chloritu (až 25 %) a zníženým obsahom muskovitu (niekoľko percent). Obsah albit-oligoklasu sa pohybuje medzi 30–40 %. Makroskopicky sú obdobné predošlým horninám a sú s nimi spojené prechodmi. Odlišujú sa menej rovnými foliačnými plochami. V zhlukoch chloritu sú niekedy drobné nepravidelné zrnká ružovkastého granátu. V jednom výbruse je vedľa chloritu zastúpený svetlohnedý biotit (okolo 8 %), ktorý s ním paralelne rastie, avšak tvorí sa i izolovane. V niektorých výbrusoch sa striedajú chloritom bohaté polohy s normálnymi svormi.

Arterity. Ich substrát tvorí bežný chlorit-muskovitický svor, v ktorom je v menšom množstve zastúpený i hnedavoolivový nízkometamorfný biotit. Kremeňživcové pásiky sú jemnozrné, až 2 cm široké; makroskopicky majú vzhľad sekrečného kremeňa. Zreteľne sa vyvíjajú z okolitej horniny zatlačovaním muskovitu albit-oligoklasom. Plagioklas neplnený sericitom je tu približne v rovnováhe s kremeňom, biotit a chlorit úplne chýbajú. Na rozdiel od okolitej horniny sú tu vyvinuté stĺpcovité, alebo xenoblastické zrnká, škvrnite zhášajúceho klinozoit-epidotu (až 5 %); su šedé, alebo žltkavé až 0,5 mm dlhé. Približne v rovnakom množstve je prítomný karbonát, tvoriac rovnomerne rozptýlené i idioblastické zrná.

Bázické skaliny sú masívne bazické horniny, predstavujúce pravdepodobne metamorfované diabázy, alebo ich tufy. V tmavošedozelenej jemnozrnej mase vynikajú až 2 mm porfýroblasty granátu.

Plagioklas, kremeň, chlorit a biotit majú obdobné vlastnosti ako v predošlých parahorninách. Sú priemerne 0,2–0,4 mm, maximálne 1 mm veľké; biotit tvorí väčšinou nepravidelné útržky, často v jedinom lupienku prechádza do chloritu;

dost často je uzavretý v plagioklase. Granát je bledoružový, niekedy škvrnitý, tmavší alebo svetlejší. Uzaviera ostatné minerály, hlavne kremeň, biotit, chlorit, titanit, a je väčšinou vyvinutý ako atolový granát s idioblastickými obrysmi zvonku i zdnuka. Systémami priamočiarych kanálikov vyplnených hlavne chloritom je rozdelený na drobné segmenty. Drobné zrnká karbonátov pravidelne rozptýlených predstavujú pravdepodobne primárne metamorfnú súčiastku. Klinozoit s prechodmi do špinavohnedého ortitu je kostrovitý a poikiloblastický. Väčšina vzoriek bázičných skalín je silne impregnovaná pyritom.

V pripojenej tabuľke sú zachytené planimetrické analýzy vyššie uvedených hornín. Vz. 1 až 4 patria rôznym typom svorov, vzorka č. 5 je chlorit-biotit-granát-kremeň-plagioklasová skalina.

Planimetrické analýzy

Minerál	1	2	3	4	5
albit-oligoklas	45,7	40,5	43,7	30,4	30,2
kremeň	29,3	24,9	33,1	27,3	24,1
muskovit	14,0	14,3	11,2	28,3	—
chlorit	8,6	12,3	9,8	7,1	7,9
biotit	—	—	—	+	8,3
granát	—	—	—	—	12,6
kalcit	—	—	—	—	1,1
klinozoit (ortit)	+	—	—	—	3,1
pyrit	—	—	+	+	6,4
rutil	0,3	—	1,2	—	4,9
titanit	—	2,6	—	—	+
magnetit, ilmenit	1,5	5,2	0,8	6,3	+
apatit	0,6	0,2	0,2	0,6	1,4
	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %	100,0 %

Posun 0,4 mm. Počet bodov sa pohybuje medzi 1240 až 1690.

Z kvantitatívneho zastúpenia minerálov je zjavné, že študované horniny nemožno zaradiť k typickým svorom vzhľadom na zvýšený obsah plagioklasu.

Chemickou analýzou chloriticko-muskovitického svoru z hĺbky 2727–2730 m bolo zistené toto zloženie:

SiO ₂	65,70 %	CaO	1,40
Fe ₂ O ₃	1,48	MgO	1,86
Al ₂ O ₃	17,19	K ₂ O	2,16
TiO ₂	0,52	Na ₂ O	3,08
P ₂ O ₅	stopy	str. suš.	0,05
FeO	4,31	str. žih.	2,16
MnO	0,00	spolu	99,91 %

J. Kantor zistil pre muskovit zo svora A/K metódou približný vek 223 až 250 mil. rokov, čo odpovedá obdobiu permu.

Zo získaného materiálu nemožno robiť jednoznačný uzáver. Z makroskopického vzhladu hornín usudzujeme, že ich pôvod je diafторický. Svedčia o tom i minerálne premeny, hlavne chloritizácia granátu a biotitu, aj keď pomer biotitu a chloritu nie je vždy jednoznačný. Výplň plagioklasov (predovšetkým sericit, menej chlorit a biotit), predstavuje však pravdepodobne tzv. nepravú výplň (falsche Fülle — v alpskej terminológii), vytvorenú uzavieraním minerálov pri rekryštalizácii plagioklasu.

Za diafторitický pôvod do istej miery hovorí aj temer horizontálny sklon bridličnatosti, zistený vo vrte. Nateraz však nemáme žiadne doklady o tektonike, ktorá by mala podmieniť formovanie textúry horniny; ani minerálne premeny, ako to vidno z petrografického popisu, nehovoria celkom jasne za retrográdnú premenu. Žiadne doklady nemáme ani o tom, či už tieto horniny boli predtým vyššie metamorfované. Nápadné je aj to, že horniny s relatívne najvyšším obsahom plagioklasu majú v mikroskope najmenej „diafторitický“ vzhlad, kým typy bohatšie plagioklasom takýto vzhlad práve majú. Zreteľne možno konštatovať aj zatlačovanie muskovitu plagiokladom, „sericitizáciu“ muskovitu a uzavieranie drobných šupiniek v plagioklase. Nápadné je aj to, že Ca-minerály, ktoré by mali byť hojnejšie v intenzívnejšie diafторizovaných typoch (Ca uvoľnené premenou albit-oligoklasu na muskovit) sú častejšie práve v horninách s väčším obsahom plagioklasu a menším obsahom muskovitu.

Vo výbrusoch možno ďalej konštatovať, že vzťahy medzi minerálmi sú určované kryštalizáciou, kým zjavy deformácie sú vzácnejšie.

Na vrtnom jadre z hĺbky 2807,50 až 2810 sa zistilo porušenie pôvodnej kryštalizačnej roviny (temer horizontálna rovina s vykryštalizovanými šupinkami muskovitu v ostatnej časti vrtu), priečnou, temer vertikálnou poruchou. Paralelne s touto poruchou prebieha žilka kremeň-živcového neozomu. Škoda, že pri jadrovaní sa nezískal aj materiál, ktorý by dovoľoval riešiť vzťah medzi touto žilkou a rovinou „kryštalizácie“ muskovitu. Pri riešení tejto otázky musíme sa uspokojiť s mikroskopickým zistením, že plagioklas je mladší ako muskovit a že ho zatláča.

Z toho možno dedukovať: kryštalizácia plagioklasu i kremeňa, spolu s ním spojeného do žilkovitých foriem i rozptýleného v hornine, je najmladšia. Prínos neozomu sa dial po vhodných (príkro sklonených a poruchových) plochách. Tieto poruchové plochy sú mladšie ako rovina, v ktorej je vykryštalizovaný muskovit (temer horizontálne) a pretínajú ju. Zistené poruchy môžu byť späté čiastočne s retrográdnou premenou hornín.

Najstarším textúrnym prvkom býva rovina, v ktorej je uložený muskovit. Nemožno o nej rozhodnúť, či vznikla v dôsledku tektoniky, alebo či je to normálna kryštalizačná plocha, geneticky súvisiaca s progresívnou metamorfózou celého komplexu.

Získaný materiál ako celok je dosť jednotvárnny; ide asi o sedimenty bežné v Karpatoch. Aj vulkanické vložky uprostred nich predstavovali asi diabázy alebo

ich tufy. Podľa zistenia J. Kantora (metódou absolútneho veku) kryštalizácia muskovitu je permská.

Na základe týchto údajov i petrografického štúdia hornín usudzujeme, že pôvodná metamorfóza bola prinajmenej varíska. V neskorších obdobiach boli horniny čiastočne diaforiticky zmenené.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia čsl. Karpát, zv. I—II. Vydavateľstvo SAV Bratislava. — [2] Cornelius H. P., 1948: Kristallisations-schieferung oder Abbildungskristalloblastese? Tsch. Min. Petr. Mitt. Band I. Wien. — [3] Exner Ch., 1949: Tektonik Feldspat-ausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt. Band I. Wien. — [4] Kamenický J., 1956c: Zpráva o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalínika Považského Inovca. Geol. práce, Zprávy 8 Bratislava. — [5] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalínika (kohútske pásmo). Geol. práce, Zprávy 19 Bratislava. — [6] Máška M., 1954: K tektonické analýze kryštalínika (drobná tektonika Krkonoš). Knihovna ÚÚG zv. 27, Praha. — [7] Máška M. — Zoubek V., 1960: Základné rozdelenie západných Karpát a ich predneoidný podklad: Rukopisy, archív GÚDŠ Bratislava. — [8] Zoubek Vl., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subatranské a zón sousedních jižně od Podbrezové. Věst. Stát. geol. úst. VI, Praha. — [9] Zoubek Vl., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřím minerálních zřídél. Věst. geol. ústavu XI, Praha. — [10] Zoubek Vl., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. Věst. Stát. geol. úst. XII/6, Praha.

ALBÍN KLINEC—STANISLAV VRÁNA

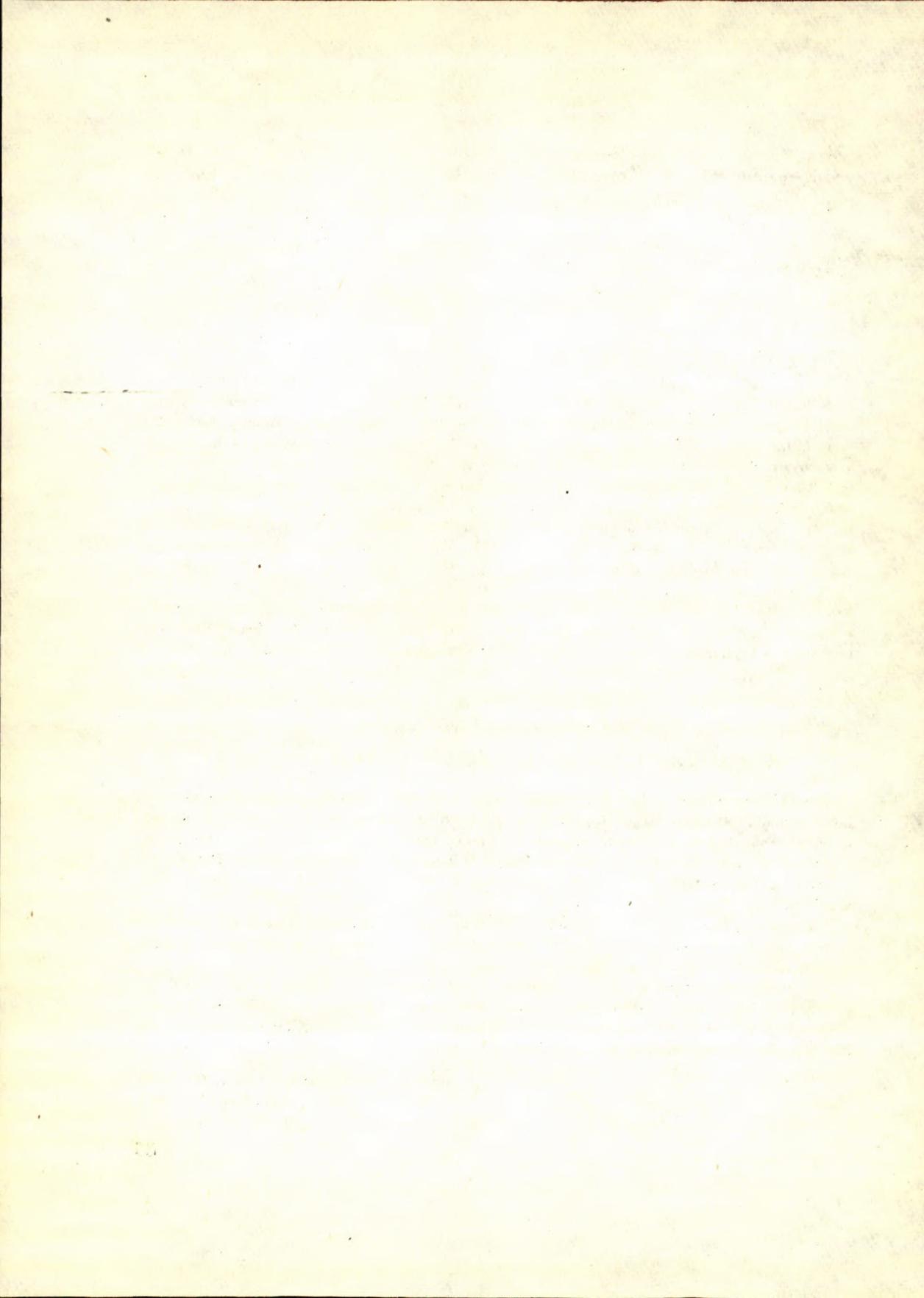
KRISTALLIN IM LIEGENDEN DES NEOGEN ÖSTLICH VON ŠURANY

Die Bohrung, situiert östlich von Šurany in der Südslowakei, erreichte in der Tiefe zwischen 2650 m und 2750 m im Liegenden des Neogen kristalline Gesteine. Es handelt sich da um ein Komplex von Glimmerschiefergneisen mit Metabasit-Lagen. Die Glimmerschiefergneise stellen eigentlich ziemlich monotone Gesteine mit einige Milimeter bis Centimeter breiten Streifen des Quarz-Plagioklasneosoms dar. Die Zusammensetzung der Gesteine ist im slowakischen Text angeführt (S. 83).

Die ursprüngliche progressive Metamorphose trug einen mesozonalen Charakter, der durch spätere ziemlich schwache diaphoritische Rekrystallisation (representiert durch Serizit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit) deutlich gestört ist.

Im allgemeinen handelt es sich um Gesteine, die in Karpaten üblich sind. Vulkanische Einlagerungen inmitten dieser stellten etwa Diabase oder deren Tuffe dar. Mit Hilfe der A/K-Methode hat J. Kantor (1961) für Muskovit der Glimmerschiefergneise das Alter von etwa 223 bis 250 Millionen Jahren errechnet, was dem Perm entsprechen dürfte.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*



MICHAL MAHEL

STRATIGRAFIA MEZOZOIKA RUŽBAŠSKÉHO OSTROVA

Uprostred centrálnokarpatského paleogénu Spišskej Magury vystupuje izolovaný ostrov mezozoika, cca 7,5 km dlhý a 1,5—1,8 km široký, pretiahnutý v smere JZ—SV, pozdĺž SZ okraja podtatranského zlomu. Už od dôb *Stacheho* a *Neumayera* (1868) je známe, že na jeho stavbe sa zúčastňujú dolomity, keuper, rét a grestenské vrstvy. Bližšiu charakteristiku stavby podáva *Uhlig* (1890), ktorý dopĺňa vrstevný sled o tzv. brekovské vápence (Barkokalk) liasového veku a o škvŕnité kremité vápence. Poznatky posledných desaťročí v podstate nepresiahli rámec *Uhligovej* práce, takže i paralelizácie tohto územia narážali na rad ťažkostí a boli často protichodné. Všeobecne sa toto mezozoikum zaraďuje ku križňanskému príkrovu a považuje za pokračovanie série Havrana (*Matejka* — *Andrusov* 1931; *Chmelík* 1960).

Nové poznatky, ktoré sme získali po rozpracovaní stratigrafie najmladších členov, považovaných za lias, znamenajú v tom smere určitý krok vpred. Ukázalo sa, že podobne, ako v Humenskom pohorí fácia „brekovských vápencov“ obsahuje nielen členy stredného a vyššieho liasu, ale i doger, malm i neokom. Stratigrafická náplň ružbašského mezozoika stáva sa tak úplnejšou i tým, že sa podarilo preukázať prítomnosť rétu a tmavých aniských vápencov.

K získaniu nových poznatkov prispeli: *V. Viskup* pri zbere skamenelín, *M. Kochanová* určením mlžov a *A. Kullmanová* mikroskopickým štúdiom, za čo im vyjadrujem svoju vďaku i na tomto mieste.

Stredný trias. Najstarším, dosiaľ známym súvrstvím boli šedé až tmavošedé, celistvé dolomity, miestami jemnozrné, obyčajne masívne, vo vyšších polohách častejšie lavicovité. Ojedinele zistili sa i lavice celistvých, šedých až šedočiernych dolomitických vápencov (*Chmelík* 1960). Nedávno založený lom na Podskalí odkrýva i tmavosivé, hrubolavicovité až masívne, celistvé vápence, prestúpené bielymi kalcitickými žilkami. Uprostred vápencov sú nepravidelné šoškovité i hniezdovité polohy sivých dolomitov.

Vrchnejšie časti komplexu dolomitov sú obyčajne lavicovité, svetlošedé, so zelenkavým i šedomodrým nádychom. Nájdú sa i doskovité, čiastočne slienité dolomitické polohy. Častejšie uprostred lavíc dolomitov sú tenké vložky tmavých vápnito-ílovitých bridlíc. Ojedinele sa nájdú i lavice celistvých šedých i šedočiernych vápencov (Chmelík 1960). Bezprostredne na prechode do keupra sú lavicovité (lavice cca 10 cm mocné), modravozelenkavé dolomity, silne kremité, doprevádzané v nadloží doskovitými, zvrstvenými, bielošedými a modravošedými, slabovápnnými bridlicami. Tieto potom prechádzajú do nedokonale zvrstvených, ílovitých, červenofialových bridlíc typického karpatského keupra. Vedľa takýchto bridlíc, najčastejšie fialovočervenej farby, v niektorých polohách silne vápnitých, je príznačné pre tohto člena mezozoika ružbašského ostrova hojné zastúpenie jemno i hrubozrnných kremencov až pieskovcov. Mocnosť keupra dosahuje miestami až 150 m.

Sporným súvrstvom až doteraz bol rét. Stache a Neumayer (1868) za rét považovali súvrstvie čiernych organogénnych vápencov, slienitých vápencov a tmavých slienitých bridlíc; Uhlig (1890) po zhotovení geologickej mapy celého územia nepredpokladá zastúpenie rétu bežných vývinov. Pozvoľný prechod pestrého keupra do žltkavošedých slienitých bridlíc, doprevádzaných tenkými vápnito-piesčitými polohami s pentakrinovými článkami, vedie ho k názoru, že rét zastupuje buď najvrchnejšia poloha pestrých bridlíc karpatského keupra, alebo spodná časť šedých bridlíc. Neprítomnosť rétu typického vývinu sa považovala za dôležitý znak ružbašského mezozoika (Matějka — Andrusov 1931; Chmelík 1960).

Už pred niekoľkými rokmi sa mi podarilo nájsť na báze súvrstvia tmavších bridlíc nad dolinou Rika pri Vyšných Ružbachoch lumachely s *Rhaetavicula contorta* (Mahl 1950). Väčšie balvany tmavých lumachelových vápencov s bohatou faunou mlžov rétu sme našli až neskoršie v potoku na južnom svahu Veľkej Kýchery (určila M. Kochanová): *Chlamys* sp., *Liostrea* cf. *irregularis* (Münst.), *Liostrea* cf. *gracilis* (Winkl.), *Lopha haidingeriana* (Emm.), *Plicatula instructriata* (Emm.), *Lycodus cor* (Schafh.), *Rhaetavicula contorta* Portl. Je teda zrejme, že najspodnejšia časť súvrstvia tmavých bridlíc má vložky organogénnych vápencov a patrí rétu. Pravda, kartografické ohraničenie oproti spodnoliasovým súvrstviám zdá sa neprevediteľné. Treba ešte zdôrazniť, že v celom rade profilov rét chýba. Veď v tej istej doline na južnom svahu Kýchery, kde sa našla spomenutá fauna rétu, na jej západnom svahu priamo v susedstve kremencov keupra ležia do hnedošeda zvetrávajúce tmavé lumachelové a piesčito-organogénne vapence s hetanžskou faunou (určila M. Kochanová): *Chlamys* cf. *falgeri* (Mé.), *Chl.* (*Aequipecten*) cf. *thiollierei* (Martin), *Lima* (*Plagiostoma*) sp., *Liostrea irregularis* (Münst.), *Plicatula oceani* (Orb.), *Terquemia arietis* (Quenst.), *Cardinia* sp. Mikroskopicky v piesčitých organogénnych vápencoch prevládajú prierezy schránok lamelibranchiátov, v základnej hmote pomer klastic-

kěho kremeňa a karbonátov je 50 : 50 (veľkosť kremenných ostrohranných zrn do 0,08 mm), prítomné sú i zhluky drobných globuliek pyritu, limonit a akcesoricky zrnká zirkónu.

S p o d n ý l i a s, ktorý už dávnejšie preukázal Uhlig, zastupuje súvrstvie šedých slienitých bridlic a slieňovcov, do žltavohneda až zelenkava navetrávajúcich, s vložkami slienitých vápencov. Uvádza sa z nich fauna: *Cardinia concina* A g., *Liostrea irregularis* M ü n., *Lima pectinoides* S o w. a *Chlamys trigeri* (O p p.), *Chl. textoria* (S c h l o t h.). Charakter tejto fauny, doplnenej o nové zbery mlža *Plicatula irregularis* (M ü n s t.), poukazuje sčasti na hetanžský vek súvrstvia; amonit *Coroniceras donybeari* (S o w) (U h l i g 1890) svedčí zas, že časť súvrstvia patrí už sinemuru.

Vo vyšších polohách opísané súvrstvie prechádza do komplexu tmavosivých vápnitých i piesčitých ílovcov, s polohami lavicovitých šedých až modrošedých jemnozrnných vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov, s vtrúsenými zrnami kremeňa a živcov. Ojedinele sa našla až 1 m mocná poloha hrubozrnných zlepenčov s valúnmi šedých triasových vápencov (C h m e l í k 1961). Nález skameneliny *Gryphaea arcuata* L a m. (U h l i g 1890) svedčí o sinemurskom veku súvrstvia.

S t r e d n ý l i a s zastupujú lavicovité, niekde masívne, tmavosivé vápence, zväčša jemnozrnné, poprerastané hľuzami i šošovkami tmavých rohovcov. Uprostred nich sa nájdu polohy tmavosivých krinoidových vápencov. Mikroskopicky majú vápence reliktno-organodetrítickú štruktúru, s rekryštalizovanými zbytkami ihlíc húb, vyplnených SiO₂. Niektoré polohy sú silne kremité, takže pomer kremitej substancie a karbonátov je až 60 : 40. Skameneliny sú v tomto súvrství vápencov zriedkavé; našli sa len zle zachované lamelibranchiáty rodov *Entolium* sp., *Astarte* sp. Z ich stratigrafickej pozície však vyplýva, že zastupujú hlavne stredný lias. Na hrebeni Skalka vrchná časť týchto vápencov je brekciovitá. Brekciovité vápence podľa Uhliga a hlavne Chmelíka predstavujú význačnú časť opisovaného súvrstvia. Domnievam sa však, že ide zväčša o paleogénne brekcie, o čom svedčia nálezy numulitov v tmele.

Stratigraficky vyšším členom sú šedé až tmavošedé sliene a doskovité škvornité slienité vápence, navetrávajúce do hnedožltá. Vápence sú obyčajne silne kremité a prerastené spongolitmi, ktoré v nich vytvárajú i samostatné doskovité polohy. Mikroskopicky majú vápence organogénnu štruktúru, s mikrokryštalickou základnou hmotou, s hojnosťou kalcifikovaných ihlíc húb; len ojedinelé sú ostrohranné zrníčka kremeňa a globulky pyritu. Kremitejšie polohy sú bohatšie na kalcifikované ihlice húb a prestúpené jemne rozptýleným chalcedónom i nepravidelnými mikrohľuzami, vyplnenými chalcedónom. O príslušnosti súvrstvia k liasu svedčia belemnity a našiel sa v ňom i amonit zo skupiny harpoceratidov, ktorý jednoznačne poukazuje na toarský vek aspoň vrchných polôh súvrstvia. Starší názor, že toto súvrstvie predstavuje nepravidelné polohy uprostred „brekovského“ vá-

penca, je pochopiteľný, keďže za ich súčasť sa považovali i mladšie nadložné súvrstvia jury a spodnej kriedy.

Na hrebeni Skalka, severne od Toporca, v nadloží liasových súvrství vystupujú i vyššie stratigrafické členy tejto série. Doger a malm zastupujú azda žltkavosivé silicitické vápence s polohami hnedastých silicitov. Súvrstvie sa zrejme vyvíja pozvoľne z podložného vrchnoliasového súvrstvia s hojnými silicitmi. Vo vrchnejších polohách sa objavujú červenkasté radiolarity. Mikroskopicky majú kalovo-organogénnu štruktúru a hojné kalcifikované radiolárie, rovnako ako tenké prierezy, pripomínajúce vlákienka rias.

V nadloží je niekoľko metrov hrubá poloha doskovitých slienitých vápencov a slieňovcov s výrazne bielou patinou. Ich príslušnosť k titónu až beriasu potvrdzujú kalpionely. Mikroskopicky spodnejšie polohy majú kalovo-organogénnu štruktúru; v mikrokryštalickej základnej hmote sú pomerne hojné: *Calpionella alpina*, *C. elliptica* a ojedinele i *Tintinopsella carpatica*, *Stenosemellopsis hispanica* a *Globochaete alpina*. Pozorovať aj jemnú prímes drobných aleuritických zrn kremeňa a ojedinele i tenučké lištičky muskovitu. Vyššie polohy obsahujú formy beriasu: *Tintinopsella carpatica*, *T. cadischiana*, *Calpionellites darderi* a horninotvorný *Nannoconus steinmanni*, ojedinele *Calpionella elliptica*, *Globochaete* sp. a *Stomiosphaera* (určila A. Kullmanová).

Bezprostredne mladším členom je súvrstvie lavicovitých až doskovitých tmavosivých kalových vápencov výraznej bielosivej patiny. Tu i tam sú v nich roztrúsené hľuzy čiernych rohovcov. Uprostred súvrstvia vystupujú i masívnejšie, zväčša jemnobrekciovité vápence sivej farby. Mikroskopicky majú vápence reliktno-organogénnu (gravelovú) i pseudoolitickú štruktúru s hojnými zbytkami organizmov, zastúpenými hlavne úlomkami článkov echinodermát, ostňami ježoviek, machoviek, schránok brachiopódov a lamelibranchiátov i prierezmi solenopor s foraminiferami rodov *Textularia*, *Eggerella* a *Miliolidae*. Našli sa aj úlomky vápencov s *Calpionella elliptica* a *Tintinopsella carpatica*. U vápencov s pseudoolitickou štruktúrou jadro vytvárajú foraminifery, zväčša textuláriového typu; ojedinele sú zrnká kremeňa a pyritu.

Opísaný vrstevný sled hlavne jurských členov, poukazuje na určité osobitosti vývinu mezozoika ružbašského ostrova, ktoré nemožno bezvýhradne paralelizovať ani s vývinom série Havrana v Belanských Tatrách, ani s haligovským bradlom, ba ani s Humenským pohorím. V zmysle novej klasifikácie patrí do skupiny *prechodných zmiešaných sérií*. Jeho osobitosť spočíva hlavne vo vývine liasu viacmenej plytkovodného typu a sčasti i neokomu; naopak, doger a malm majú vývin blízky sériám hlbokomorského typu. Pri takomto zovšeobecnení z uvedených sérií je mu najbližšia séria Havrana, pravda s iným vývinom, hlavne plytkovodnejších členov.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1934: O tektonickém postavení haligoveckého útesu v Pieninách. Věstník SGU, Praha. — [2] Chmelík F., 1960: Přehled geologických poměrů mesozoika u Vyšných Ružbachů na Slovensku. Věstník ÚÚG XXXV, Praha. — [3] MaheI M., 1950: Hydrogeologické pomery minerálnych prameňov vo Vyšných Ružbachoch. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knihovna StGÚ, sv. 13A, Praha. — [5] Paul C. M., 1870: Das Gebirge von Homonna. Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. XX, Wien. — [6] Rösing R., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna Hora (Karpathen). Zeitschrift d. deutschen Geol. Ges., Bd. 99, Bonn. — [7] Uhlig V., 1891: Das Inselgebirge von Rauschenbach. Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. XLI, Wien. — [8] Stache G. — Neumayer M., 1868: Die Klippen bei Lublan und Jarembina. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.

MICHAL MAHEL

ZUR STRATIGRAPHIE DER MESOZOISCHEN INSEL VON RUŽBACHY

Inmitten des zentralkarpatischen Paläogens von Spišská Magura tritt eine isolierte, etwa 7,5 km lange und 1,5 bis 1,8 km breite, SW—NO gerichtete Insel längs des NW Randes des randtatischen Bruches auf. Sie wird aus Dolomit-Schichten des karpatischen Keupers und Grestener Schichten gebaut (Stache — Neumayer, 1868; Uhlig 1890). In der letzten Zeit ist es uns gelungen mit Hilfe der Fauna auch Rhät nachzuweisen und bei der detaillierten stratigraphischen Analyse der Lias-Schichten konnten wir auch jüngere Jura-Glieder und die Unterkreide ausgliedern.

Die Anwesenheit des Rhät war bisher strittig; nach Stache — Neumayer (1868) war er durch schwarze organogene Kalke, Mergelkalke und dunkle Mergelschiefer vertreten. Uhlig (1890) meint, dass Rhät da nicht in der normalen Entwicklung sondern entweder durch oberste Lagen von bunten Schiefen des karpatischen Keupers, oder durch untere Lagen der grauen Schiefer vertreten ist. Die Abwesenheit des typischen Rhät hielt man für ein bedeutendes Merkmal des Mesozoikum von Ružbacy (Rauschenbach) (Matějka — Andrusov 1931; Chmelík 1960).

Bereits von einigen Jahren ist es uns gelungen an der Basis der dunkleren Schiefer bei Vyšné Ružbacy Lumachellen mit *Rhaetavicula contorta* (MaheI 1951) zu finden. Grössere Stücke von dunklen Lumachellenkalken mit reicher rhätischen Fauna haben wir erst später im Bache am Südhang von Velká Kýčera gesammelt (bestimmt von M. Kochanová): *Chlamys* sp., *Liostrea* cf. *irregularis* (Münst.), *L.* cf. *gracilis* (Wink.), *Lophahaidingeriana* (Emmr.), *Plicatula intustiata* (Emmr.), *Lycodus cor.* (Schafh.), *Rhaetavicula contorta* Portl. Es ist also offensichtlich, dass in den untersten Lagen der Schichtfolge dunkler Schiefer Einlagen der organogenen Kalke sind und dass sie dem Rhät angehören. Es sei da allerdings erwähnt, dass Rhät in vielen Profilen nicht anwesend ist. So z. B. in demselben Tal am Südhang von Kýčera, wo man die erwähnte rhätische Fauna fand, am Westhang direkt neben den keuprischen Quarziten die braungrau angewitterten dunklen Lumachellen- und sandig-organogenen Kalke mit einer Fauna des Hettangs (bestimmt durch M. Kochanová) lagern: *Chlamys* cf. *falgeri* (Mer.), *Chl.* (*Aequiptecten*) cf. *thiollieri* (Martin), *Lima* (*Plagiotoma*) sp., *Liostrea irregularis* (Münst.), *Plicatula oceani* (Orb.), *Terquemia arietis* (Quenst.), *Cardinia* sp. Mikroskopisch überwiegen in den sandigen organogenen Kalken die Querschnitte von Lamellibranchiaten. In der Grundmasse ist das Verhältnis des klastischen Quarzes und der Karbonate etwa 50 : 50 (Korngrösse bis

0,08 mm); neben diesen sind auch Ankoppelungen von kleinen Pyritkonkretionen, Limonit und akzessorisch auch Zirkonkörner anwesend.

Unterlias, und zwar Hettang und Sinemurien, den bereits Uhlig, kannte, ist durch graue Mergelschiefer und Mergel mit Einlagen von Mergelkalken vertreten. Im Mittellias sind es plattige, manchmal auch massive dunkelgraue, meist feinkörnige Kalke mit Knollen und Linsen von dunklen Hornsteinen. Inmitten dieser findet man auch Lagen dunkelgrauer Crinoidenkalken. Versteinerungen sind in dieser Schichtfolge nur selten zu finden, hauptsächlich sind es schlecht erhaltene Lamellibranchiata (*Entolium* sp., *Astarte* sp.). Aus ihrer stratigraphischen Lage ist es offensichtlich, dass sie hauptsächlich Mittellias vertreten. Am Skalka-Kamme ist der obere Teil durch brekziöse Kalke gebaut, welche nach Uhlig und besonders Chmelik den charakteristischen Teil dieser Schichtfolge darstellen. Meiner Meinung nach handelt es sich meist um paläogene Brekzien, worauf auch einige Nummulitenfunde in der Bindemasse hinweisen.

Stratigraphisch höher folgen graue bis dunkelgraue Mergel und plattige fleckige Mergelkalke, meist stark silicifiziert und mit Spongolithen, die darin manchmal sogar selbständige plattige Lagen bilden. Ihre Zugehörigkeit zum Oberlias bezeugen die gefundenen Belemniten und auch ein Ammonit der *Harpoceratidae*-Gruppe der einwandfrei das Toarc-Alter wenigstens einiger Lagen der Schichtfolge bestätigt.

Am Skalka-Kamme, nördlich von Toporec über dem Lias treten auch höhere stratigraphische Glieder auf. Dogger und Malm ist vielleicht durch gelbgraue Silicitkalke mit braunen Silicitlagen vertreten. Diese Schichtfolge entwickelt sich allmählich aus der liegenden Schichtfolge des Oberlias mit reichen Siliciten. In oberen Lagen tauchen auch rötliche Radiolarite auf.

Dem Hangenden zu folgt eine etwa einige Meter mächtige Lage plattiger Mergelkalke und Mergel. Ihre Zugehörigkeit zum Tithon bis Berrias ist durch Calpionellenfunde bestätigt: *Calpionella alpina* L o r., *C. elliptica* C a d i s h und vereinzelt auch *Tintinopsella carpatica* M. & F., *Stenosemellopsis hispanica* und *Globochaete alpina* L. In diesen Lagen findet man auch eine Beimengung von winzigen aleuritischen Quarzkörnern, und vereinzelt auch dünne Muskovitleistchen. Die höheren Lagen enthalten die Berrias-Fauna: *Tintinopsella carpatica* M. & F., *T. cadischiana*, *Calpionellites darderi* C., massenhaft *Nannoconus steinmanni*, vereinzelt *Calpionella elliptica*, *Globochaete alpina* und *Stomiosphaera* sp. (bestimmt durch A. Kullmannová).

Unmittelbar jünger erscheint die Schichtfolge plattiger und bankiger dunkelgrauer Kalke. Hier und da sind auch Knollen von schwarzen Hornsteinen anwesend. Inmitten der Schichtfolge treten auch massive, meist feinkörnige graue Kalke mit relikto-organogener und pseudoolitischer Struktur und häufigen Überresten von Organismen.

Die obenangeführte Schichtenabfolge, besonders der Jura-Glieder weist auf bestimmte Besonderheiten der Entwicklung der mesozoischen Insel von Ružbachy (Rauschenbach), hin welche weder mit der Havran-Serie in dem Gebirge Belanské Tatry, noch mit der Klippe von Haligovce und auch nicht mit dem Gebirge Humenské Pohorie einwandfrei und anstandslos parallelisiert werden kann. Sie gehört der neuen Klassifikation nach in die Gruppe der sog. *gemischten Übergangsserien*. Ihre Besonderheit zeigt sich hauptsächlich in der Lias-Entwicklung (mehr oder weniger Flachsee-Entwicklung) und teilweise auch des Neokom. Dogger und Malm haben eine Entwicklung, die den Serien des Tiefsee-Typs nahe stehen. Bei solcher allgemeiner Betrachtung kann man also sagen, dass von den angeführten Serien die Havran-Serie unserer mesozoischen Insel von Ružbachy am nächsten ist (natürlich mit einer anderen Entwicklung besonders der Flachsee-Fazies).

JOZEF SALAJ—ONDREJ SAMUEL

MIKROBIOSTRATIGRAFIA STREDNEJ A VRCHNEJ KRIEDY Z VÝCHODNEJ ČASTI BRADLOVÉHO PÁSMO

(*Nemecké resumé*)

Úvod

V práci sa zaoberáme mikrobiostratigrafickými pomermi strednej a vrchnej kriedy východného Slovenska s osobitným zreteľom na litologickú a mikrobiostratigrafickú koreláciu jednotlivých stupňov so západnou časťou bradlového pásma, resp. s „gosauskou” kriedou v oblasti Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny.

Je nám milou povinnosťou poďakovať sa na tomto mieste prof. dr. Vl. Pokornému za cenné pripomienky týkajúce sa tejto práce.

Bradlové pásmo v údolí rieky Tople, v okolí Hanušoviec, pokračuje smerom k Humennému do údolia rieky Laborca až po Modru nad Cirochou. Odtiaľ smerom na V sa ponára pod andezitový masív Vihorlatu a na povrch vystupuje znovu v najvýchodnejšej časti ČSSR, v okolí Beňatiny a Podhoroda blízko hraníc SSSR. Tejto časti bradlového pásma sa doteraz nevenovala taká pozornosť ako západnej časti. Staršie zprávy, dotýkajúce sa stratigrafie a tektoniky územia, sú zhodnotené v prácach: Matějku — Leška (1953), Leška (1953) a Leška — Samuela (1960). Nebudeme sa preto nimi zaoberať; zmienime sa iba o nových prácach, vzniklých po roku 1953.

V okolí Hanušoviec Matějka & Leško (1953) popisujú flyšový a slienitý vývoj „púchovského” typu. Flyšové súvrstvie litologicky a stratigraficky porovnávajú s cenomanským flyšom Piení, ako ho uvádza Horwitz (1938) a Birkenmajer (1953). Slienitý vývoj „púchovského” typu na základe prác Birkenmajera (1953) a Kantorovej (1953) zaradujú do cenomanu a senónu. Podobný slienitý vývoj popisuje Leško (1953) aj S od Humenného, z okolia Kamenice nad Cirochou a Modry nad Cirochou, kde Kantorová (1953) po prvýkrát určila cenomanskú a senónsku mikrofaunu.

Z najvýchodnejšej časti bradlového pásma, i keď nie zo študovanej oblasti, nachádzame prvé zprávy o kriede v práci L. Majzóna (1943). V poslednej dobe

sa problémami kriedy tohto územia zaoberajú P e s l & M e n č í k (1959). Flyšové súvrstvie pri Hanušovciach študovali H a n z l í k o v á — M e n č í k — P e s l (1960). Stratigrafické pomery bradlového pásma pri Beňatíne a Podhorodi popisujú L e š k o — S a m u e l (1960) a S a m u e l (1961).

V nasledujúcej práci podávame najnovšie mikrobiostratigrafické výsledky študovaného územia.

Mikrobiostratigrafické delenie

Sedimenty a l b u v študovanom úseku sú vyvinuté vo fácií škvrnitých slieňov; sú to hnedomodré až tmavofialové, jemne piesčité, miestami škvrnité sliene, striedajúce sa so zelenkastými a sivomodrými, tiež škvrnitými lavicovitými vápencami. Tieto sedimenty možno pozorovať vo svahu S od Beňatíny a v okolí Hanušoviec, SZ od obce Babie v potoku Šoltýsová Deber.

Vzorky z prvej lokality (S a m u e l 1961) poskytli planktónno-bentóznú mikrofaunu, zastúpenú hlavne druhmi: *Hedbergella gaultina* (M o r o z o v a) a *Discorbis wassoewiczi* D j a f f a r o v & A g a l a r o v a atď. Mikrofauna z potoka Šoltýsová Deber sa od nej líši najmä tým, že planktón je zastúpený prevažne druhmi *Thalmaninella ticinensis* (G a n d o l f i), „*Ticinella*“ *roberti* (G a n d o l f i) a hedbergelami. Bentós je vedľa amodiskov a glomospír zastúpený najmä druhmi rodu *Lenticulina* div. sp., menej anomalinami.

Pri porovnaní týchto sedimentov so západnou časťou vnútorného bradlového pásma vidíme, že litologicky i biofáciálne sú podobné vrstvám, ktoré spomínajú K a n t o r o v á & B e g a n (1958) z okolia Lednice, zo zárezu cesty nad kostolom v obci Červený Kameň a JZ od Myjavu pri Turej Lúke (S a l a j 1960). Z varínskeho úseku bradlového pásma škvrnité súvrstvie pod názvom rudinské vrstvy popisuje S c h e i b n e r (1958).

C e n o m a n v úseku Hanušovce n/Toplou až Beňatína je podľa doterajších výskumov vyvinutý prevažne v slienitej fácií (K a n t o r o v á 1953; L e š k o & S a m u e l 1960); v bazálnej časti ju zastupujú zelené, niekedy slabo škvrnité sliene, ktoré do nadložia postupne prechádzajú do pestrých slieňov. Mikrobiostratigrafické členenie z litologicky obdobných sedimentov od Lednického Rovného (S a l a j 1961) možno aplikovať aj na východnú časť bradlového pásma.

Asociácie foraminifer z okolia Beňatíny, Modry nad Cirochou, zo zárezu cesty J od Prosačova, alebo SZ a Z od obce Babie, kde v úzkom, tektonicky postihnutom pruhu, vystupujú aj sedimenty cenomanu, obsahujú v spodnej časti hlavne *Thalmaninella appenninica* (R e n z), *Th. brotzeni* S i g a l a *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (G a n d o l f i), z ktorých posledná je rozšírená hlavne vo vrchnom albe. V strednom a vrchnom cenomane sú hojne rozšírené *Rotalipora ex gr. cushmani* (M o r r o w) a *Thalmaninella reicheli* (M o r n o d), kým pre najvrchnejší cenoman a najspodnejší turón je charakteristické ubúdanie rotalipor a pribúdanie vysoko klenuťých praeglobotrunkán s ojedinelými výskytmi druhov *Globotruncana aff. helvetica* B o l l i a *Gl. imbricata* M o r n o d.

Sedimenty t u r ó n u v okolí Beňatíny, Podhoroda a Ďurdoša sú vyvinuté v spodných polohách v pestrých, vyššie v červených slieňoch. V západnej časti

v manínskej sérii (okolie Považskej Bystrice) celý turón predstavuje flyšové súvrstvie s vložkami pestrých slieňov.*

Vzhľadom na rozdielne názory na výskyt sedimentov turónu — koniaku bude potrebné venovať zvýšenú pozornosť rozsahu vrásnenia v tomto období a jeho prejavom. Z toho dôvodu nechceme aplikovať ani jeden názor (o kontinuite, resp. diskontinuite sedimentácie v strednej až vrchnej kriede) na celý úsek bradlového pásma. V oblasti východného Slovenska i Považskej Bystrice a Lednického Rovného prikláňame sa k názoru o plynulej sedimentácii medzi strednou a vrchnou kriedou.

Spodnoturónske asociácie v bazálnej časti sú zastúpené ešte ojedinelými rotaliporami a praeglobotruncanami: *Rotalipora ex gr. cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová. V spodnom, a hlavne v strednom turóne sú hojne rozšírené i globotrunkany: *Gl. helvetica* Bolli, *Gl. imbricata* Mornod, *Gl. renzi* Gandolfi, *Gl. biconvexa biconvexa* Samuel & Salaj, *Gl. biconvexa gigantea* Samuel & Salaj a *Gl. inornata* Bolli.

Súčasne sa začína objavovať *Gl. sigali* Reichel, ktorá vo vrchnom turóne v študovanej oblasti dosahuje maxima svojho rozšírenia, ako aj *Gl. linneiana marginata* (Reuss), *Gl. linneiana linneiana* (Orbigny) a *Stensiöina praeexsculpta* Keller.

Koniak okrem Beňatíny vystupuje aj Z od Humenného, pri Slov. Krajnej a S od Bystrého v okolí Skrabského. Všade je zastúpený vo fácií pestrých červených slieňov. Mikrofauna zo Skrabského pochádza prevažne z vrtných vzoriek. V západnej časti bradlového pásma v obdobnej fácií je vyvinutý napr. v okolí Púchova (Streženice, Medné), kým v manínskej sérii prevláda flyšový vývoj.

Z mikrofauny koniaku sú hojne rozšírené druhy: *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *Gl. angusticarinata* Gandolfi a *Gl. renzi* Gandolfi. V premenlivom množstve sa vyskytuje *Gl. sigali* Reichel a vyššie ojedinele aj *Sigalia deflaensis* (Sigal) a o niečo neskoršie aj *Sigalia carpatica* nov. sp.**

Santon je v západnej časti bradlového pásma a v Brezovskom pohorí vyvinutý vo flyšovej fácií, ktorú tvoria sivozelené až hnedasté sliene a vápnito-ílovité bridlice, striedajúce sa s tenkolavicovitými pieskovecami. V ďalšej časti západného úseku bradlového pásma podobné flyšové súvrstvie s obdobnou mikrofaunou sa nachádza S od Púchova (Salaj 1961).

V okolí Podhoroda sliene sú piesčité a obsahujú vložky tenkolavicovitých piesčitých vápencov. Podľa mikrofauny foraminifer ide tu o santon. Planktón, ktorý je v prevahe, v študovaných asociáciách, sa takmer vôbec nemení.

Hojne sú tu rozšírené: *Globotruncana coronata* Bolli a *Gl. tricarinata* (Quereau). Ostatné druhy globotrunkán sú podstatne zriedkavejšie. Relatívne početnejšia je *Sigalia deflaensis* (Sigal), *S. carpatica* nov. sp. a *Gublerina decoratissima* (de Klsz). Z bentónnych foriem sa

* V ostatných jednotkách západnej časti bradlového pásma ich zastupuje slienitý a flyšový vývoj, ktorý Scheibner & Scheibnerová (1958) a neskoršie Andrusov (1959) dávajú do spodného turónu, kým vrchný turón až spodný senón podľa nich tu nie je vyvinutý.

** Asociácie foraminifer so *S. deflaensis* zaraďujeme do prechodnej zóny koniak—santon.

zatial podarilo zistiť iba *Stensiöina ex gr. praeexsculpta* Keller a *St. gracilis* Brotzen. Na základe stratigrafického rozšírenia a kvantitatívneho zastúpenia týchto druhov nemožno vylúčiť, že najspodnejšie polohy súvrstvia pri Podhorodí zasahujú i do koniakku, kým vrchná časť rozhodne nepresahuje hranicu santonu.

Flyšový vývoj santonu, ktorý z okolia Hanušoviec popisujú H a n z l í k o v á — M e n ě í k — P e s l (1960), sa rozkladá hlavne medzi vrchom Široká (337,5), k. Poloma (374) a južným úpäťm Grozdina (344). Veľmi dobre je odkrytý v záreze cesty z Grozdina do Remešian. Podľa mikrobiostratigrafického rozboru Hanzlíkovej (in H a n z l í k o v á — M e n ě í k — P e s l 1960) vyskytujú sa tu tieto významnejšie formy: *Globotruncana ex gr. coronata* Bolli, *Gl. ex gr. tricarinata* (Q u e r e a u), *Gyroidina praeglobosa* Brotzen, *Osangularia whitei* (B r o t z e n), *Stensiöina ex gr. exsculpta juvenilis* Hofker. Táto asociácia patrí santonu.

Porovnanie flyšového santonu s jarmutskými vrstvami, pod ktorými B i r k e n - m a j e r (1956) rozumie rôzne batymetrické vývoje, nie je najvhodnejšie. Odporuje tomu jeho stratigrafické postavenie a čiastočne i litologické zloženie sedimentov. Zatiaľ nie je objasnený vzťah flyšového santonu z okolia Hanušoviec k slienitej fácií. Na základe mikrobiostratigrafickej analýzy sedimentov z okolia Hanušoviec predpokladáme, že flyšový santon tvorí normálne stratigrafické podložie pestrých kampanských slieňov, vyvinutých na S, SZ a na V od flyšového vývoja. V tomto zmysle ho označujeme i v priloženej stratigrafickej tabuľke.*

Flyšové súvrstvie s analogickou stratigrafickou (nie litologickou) pozíciou sa nachádza, ako sme už spomenuli aj v Brezovskom pohorí, kde plynule prechádza do nadložných pestrých spodnokampanských slieňov. Určitú podobnosť pozorovať aj s ďalšími flyšovými vývojmí, napr. pri Púchove (Ihrište), kde flyšový santon tiež postupne prechádza do pestrých kampanských slieňov.

S p o d n ý k a m p a n. Hlavná masa pestrých „gbelanských“ slieňov, vyznačuje sa globotruncanovo-heterohelixovým spoločenstvom, v ktorom dominuje *Globotruncana arca* (C u s h m a n) a *Heterohelix globulosa* (E h r e n b e r g), kým ostatné druhy, ako „*Globigerinella*“ *aspera* (E h r e n b e r g), *Globotruncana elevata elevata* (B r o t z e n), sa nachádzajú v premenlivom množstve. Vedľa týchto veľmi vzácne sa objavuje i *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez a *Planoglobulina bipartita* de K l a s z.

Na východe, v širšom okolí Hanušoviec sú pestré slieňe vyvinuté v úseku SZ od Prosačova smerom na Ďurdoš, Vlaču až na k. 443,8 SSV od Chmeľova. Mikrofauna z vrstiev napr. Z od Vlače (tesne nad kameňolomom), z eróznych rýh po obidvoch stranách cesty z Vlače do Babieho (asi 1 km od Vlače) a V od Ďurdoša

* M a t ě j k a (1961a, 1961b) na liste geologickej generálnej mapy Spišská Nová Ves a Vysoké Tatry uvádza, že pestrá slienitá fácia „púchovského“ typu je viazaná na zónu csorsztýnskeho vývoja, prípadne na prechodné série, kým flyšová fácia hlavne na vývoj pieninskej série.

Stratigrafická tabuľka vrchnej kriedy bradlového pásma z okolia Myjavskej pahorkatiny, Lednického Rovného, Hanušoviec a Beňatiny

Stupne	Mikrofauna	Myjavská pahorkatina	Lednické Rovné	Beňatina	Hanušovce
		Litofaciálna charakteristika sedimentov			
Spodný paleogén	<i>Bulimina arkadelphia</i> <i>Globorotalia cf. conicotruncata</i> <i>Stensiöina caucasica</i> <i>Globigerina compressa</i>	sliene s vložkami pieskovcov u Polianky zlepence rífové váp. flyšové súvrstvie s polohami zlepencov S od Bradla	pestré sliene	vápnité pieskovce striedajúce sa so sivozelenými slielmi (= pročské vrstvy) ? hiát	vápnité pieskovce striedajúce sa so sivozelenými slielmi (= pročské vrstvy) ? hiát
Maestrícht	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> <i>Globotruncana falsostuarti</i> <i>Pseudotextularia varians</i> <i>Siderolites vidali</i>	sliene sivozelené sliene a bridlice orbitoidové zlepence a váp. orbitoidové váp. a sliene orbitoidové vápence	jarmutské vrstvy, v bazálnej časti súvrstvia s vložkami pestrých slieniňov	jarmutské vrstvy v bazálnej časti súvrstvia s vložkami pestrých slieniňov	jarmutské vrstvy
Kampan	<i>Orbitoides media</i> <i>Bolivinooides decorata</i> <i>Globotruncana arca</i> <i>Globotruncana elevata</i>	vápnité pieskovce a sliene s vložkami zlepencov pestré sliene	pestré sliene	pestré sliene	pestré sliene
Santon	<i>Globotruncana subspinosa</i> <i>Globotruncana tricarinata</i> <i>Neoflabellina deltoidea</i> <i>Gublerina decoratissima</i>	flyšové súvrstvie	flyšové súvrstvie	flyšové súvrstvie ? ————— ?	pestré sliene s polohami piesčitých slieniňov až váp. pieskovcov ? ————— ?
	<i>Sigalia carpatica</i> <i>Sigalia deflaensis</i>				
Koniak	<i>Globotruncana coronata</i> <i>Stensiöina praeexculpta</i> <i>Globotruncana renzi</i>	modrasté sivozelené sliene bazálne zlepence a svetložlté vápence			
Turón	<i>Globotruncana linneiana</i> <i>Globotruncana sigali</i> <i>Globotruncana imbricata</i> <i>Globotruncana helvetica</i> <i>Praeglobotruncana gibba</i>	— ? — pestré — sliene	pestré sliene	pestré sliene	pestré sliene
Cenomán	<i>Thalmaninella reicheli</i> <i>Rotalipora montsalvensis</i> <i>Thalmaninella appenninica</i> <i>Thalmaninella brotzeni</i>	— — — —			
Alb	<i>Planomalina (Planomalina) buxtorfi</i> <i>Thalmaninella ticinensis</i> <i>Hedbergella roberti</i>	— — —	škvornité sliene s polohami pieskovcov sférosideritové sliene	škvornité sliene a vápence	škvornité sliene a vápence

má rovnaké kvalitatívne zloženie ako v západnej časti bradlového pásma. Mikrofaunu kampanu z pestrých slieňov od Hanušoviec uvádza aj *Holzknicht* (in *Hanzlíková — Menčík — Pěsl 1960*).

Na základe štúdia veľkého počtu vzoriek z pomerne veľkého úseku bradlového pásma, ako aj literárnych údajov predpokladáme, že slienitá fácia pokračovala niekde z kampanu až do maastrichtu, kým inde postupne prechádzala do flyšovej fácie vrchného kampanu až maastrichtu. Tomuto problému treba venovať zvýšenú pozornosť, aby sa v jednotlivých úsekoch spresnil rozsah slienitej fácie vo vrchnom senóne. Podľa súčasného stavu výskumu v západnej časti bradlového pásma (v úseku Myjava až Považská Bystrica) hlavná masa tzv. gbelanských pestrých slieňov odpovedá hlavne spodnému kampanu (nie maastrichtu, ako niektorí autori predpokladajú). Vo vymedzenom úseku v západnej časti bradlového pásma sa v pestrých slieňoch zatiaľ nenašla maastrichtská mikrofauna okrem žilinskej oblasti bradlového pásma (Hradisko pri Závode), kde ich vekový rozsah je už kampan-maastricht. Fácia slieňov smerom do nadložia plynule prechádza do centrálno-karpatského paleogénu žilinskej kotliny.

Stredný a vrchný kampan. V oblasti Brezovského pohoria (*Sala j 1960*) pestré spodnokampanské slieňe postupne prechádzajú do flyšového vývoja, zastúpeného pevnými modrastými vápnitými pieskovecami, striedajúcimi sa so sivozelenými až šedými slieňmi. Miestami sú v nich vyvinuté polohy zlepcov, tvorené prevažne z pevných jemnopiesčitých valúnov. Podobný vývoj vrchného senónu nachádzame i v oblasti stredného Považia (*Sala j 1961*). Pestré spodnokampanské slieňe postupne prechádzajú do flyšového súvrstvia zloženého zo sivozelených slienitých bridlíc, striedajúcich sa s polohami pieskovcov. Najvrchnejší kampan až maastricht je zastúpený orbitoidovými vrstvami (piesčité až zlepcovitité orbitoidové vápence). Rovnaké pomery sú aj v oblasti Lednického Rovného, kde pestré spodnokampanské slieňe tiež prechádzajú do flyšovej fácie jarmutského typu.

Flyšové súvrstvie vo východnej časti bradlového pásma nachádzame v okolí Hanušoviec, Beňatíny a Podhoroda; pozorujeme ho v pásme tiahnucom sa SZ od Hanušoviec smerom na Chmeľov a v najvýchodnejšej časti bradlového pásma, Z od kóty Veľkého Osoika smerom na Podhorod. SZ od Hanušoviec a v okolí Podhoroda a Beňatíny sú to jemnozrnné, silne vápnité pieskovce, striedajúce sa so sivomodrými, sivozelenými až sivými, rôzne piesčitými ílovcami a slieňovcami. V spodnej časti sú vložky červenkastých až červených slieňov, ktoré sa postupne do nadložia strácajú. Pravdepodobne z tohto súvrstvia pochádzajú i vzorky spomínané Birkenmajerom—Wieserom (in *Hanzlíková — Menčík — Pěsl 1960*), ktoré v okolí Hanušoviec zbieral H. Šwidziński roku 1933

Litofaciálne flyšové súvrstvie SZ od Hanušoviec možno porovnať s jarmutskými vrstvami flyšovej fácie Birkenmajera (pozri *Leško — Samuel 1960*). Jarmutské vrstvy podľa veľkých foraminifer, určených *Biedom (1935)*, odpove-

dajú maastrichtu (*Lepidorbites socialis* Leym., *Siderolites vidali* Douv., *Orbitoides media* Arch.). Birkenmajer (1956) predpokladá, že spodná časť jarmutských vrstiev môže siahať i do kampanu.

Vo vzorkách zo spodnej časti flyšového vývoja (= jarmutské vrstvy)* z malého lomu na úpätí hory Z od Grodína, asi 100 m od cesty z Hanušoviec do Giraltovec sa našla mikrofauna, v ktorej absolútnu prevahu má *Globotruncana arca* (Cushman). Veľmi vzácne až vzácne sa ešte vyskytujú *Gl. elevata stuartiformis* (Dalbiez), *Gl. fornicata* Plummer a *Reussella szajnochae* (Grzybowski).

Druhove o niečo bohatšie asociácie sú vo vzorkách z lomu SZ od Vlače, resp. v profile severne od Radvanoviec. Aj tu dominuje *Globotruncana arca* (Cushman), kým ďalšie formy sa vyskytujú v podradnom množstve: „*Globigerinella*” *aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, *Gl. fornicata* Plummer, *Dendrophrya* ex gr. *robusta* Grzybowski, *Reussella szajnochae szajnochae* (Grzybowski). Rovnaké zloženie majú i asociácie zo vzoriek z profilu potoka západne od Vlače.

U mnohých globotrunkán je známa určitá zákonitosť vo vývojovom rade vzhľadom na konvexnosť špirálnej strany. Tento fylogenetický znak môžeme pozorovať i u niektorých vrchnosenónskych druhov, napr. u *Gl. elevata elevata*, *Gl. ex gr. contusa*, *Gl. stuarti*, *Gl. arca*. Ak pripisujeme tomuto znaku aj určitý stratigrafický význam, potom jedince druhu *Gl. arca* (Cushman) z popisovaných jarmutských vrstiev sú všeobecne viacej konvexné než jedince z pestrých slieňov (napr. pri Vlači), a teda i fylogeneticky relatívne mladšie.

M a a s t r i c h t. V okolí Hanušoviec vo vyšších polohách vrchného kampanu až maastrichtu v jarmutskom vývoji začínajú sa objavovať hrubolavicovité drobnozrnné zlepenec s kryštalickým a mezozoickým materiálom (Leško 1957). V pieskovcových laviciach i v drobnozrnných zlepencoch vzácne sa nachádzajú orbitoidné foraminifery. Bridlice, striedajúce sa s lavicami pieskovcov, sú oproti spodnejším polohám piesčitejšie, a preto i mikrofauna je veľmi chudobná. V niektorých asociáciách sú zastúpené prevažne dendrofrye, alebo niekde v obmedzenom množstve aj malé zakrpatené globotrunkany. Severne od Radvanoviec v malej rýhe na k. 458 sa našla pestrejšia asociácia, umožňujúca stratigrafické začlenenie vrchných polôh jarmutských vrstiev do maastrichtu. Z planktónnych foriem relatívne najpočetnejšia je *Globotruncana falsostuarti* Sigal; zriedkavejšie sú *Gl. contusa* (Cushman), *Gl. aff. stuarti* (Lapparent), *Heterohelix nuttalli* (Voorwijk) a malé, zakrpatené, bližšie neidentifikovateľné globotrunkany. Okrem planktónu sa nachádzajú ešte druhy: *Marssonella crassa* (Marsson), *Aragonia* cf. *ouezzanensis* Rey, *Osangularia* sp. a *Anomalina* sp.

Maastricht v západnej časti bradlového pásma v okolí stredného Považia, Lednického Rovného, Žiliny, alebo v Brezovskom pohorí je preukázaný bohatšou mikrofaunou, hlavne v slieňoch pri Polianke (Myjavská pahorkatina): *Reussella szajnochae szajnochae* (Grzybowski), *R. szajnochae californica* Cushman & Goudkoff, *Anomalina (Gavelinella) danica* (Brotzen), *Stensiöina pommerana* Brotzen, *Globotruncana contusa* (Cushman), *Gl. falsostuarti*

* Vzorky zo študovaného územia na mikrobiostratigrafické spracovanie sčasti dodal B. Leško počas mapovacích prác (1957–1958) a sčasti boli niektoré profily autormi neskoršie doplnené (1959).

Sigal, „*Globigerinella*“ ex gr. *aequilateralis* (Brady), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globorotalia pschadae* Keller, *Heterohelix nuttalli* (Voorwijk), *Planoglobulina* ex gr. *acervulinoides* (Egger), *Gublerina glaessneri* Brönnimann & Brown, *Gublerina* aff. *ornatissima* (Cushman & Church).

Sedimenty vrchného kampanu a maastrichtu v študovaných oblastiach sa podobajú tým, že sú vyvinuté vo flyšovej fácii s rovnakou stratigrafickou pozíciou. Táto stratigrafická identita a litofaciálna podobnosť dovoľujú flyšové súvrstvie na východe a v okolí Lednického Rovného korelovať s jarmutskými vrstvami flyšovej fácie v Poľsku.

Orbitoidové vrstvy vo fácii jarmutskej a vo fácii orbitoidových zlepcov a vápencov (Andrusov 1933, 1950; Kantarová & Began 1958; Köhler 1960; Salaj 1960, 1961) sú rozšírené v najvrchnejšom senóne v celom úseku bradlového pásma.

Vzťah jarmutských vrstiev a santonského flyša k slienitej fácii v okolí Hanušoviec nie je zatiaľ objasnený. Je zaujímavé, že foraminiferové asociácie z červených slieňov tohto územia patria prevažne do kampanu. Preto by sme mohli predpokladať, že jarmutské vrstvy, podobne ako v západnej časti bradlového pásma, ležia nad pestrými slieňmi spodného kampanu.* Tento predpoklad však treba ešte overiť podrobným geologickým výskumom.

PALEONTOLOGICKÝ POPIS

Pri mikropaleontologickom vyhodnotení sme venovali pozornosť niektorým planktonickým druhom foraminifer, a to z hľadiska nomenklatorického i fylogenetického. Ide hlavne o druhy z čelade *Rotaliporinae* Sigal 1958, emend. Banner & Blow 1959 a rody z čelade *Heterohelicidae* Cushman 1927, emend. Montanaro Gallitelli 1957.

Na základe bohatého materiálu zistili sme, že druh „*Globotruncana*“ *stephani* Gandolfi 1942, nemožno považovať za synonymum druhu *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer 1931)**, i keď časť foriem označovaných ako *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), treba považovať za synonymum druhov *Pr. delrioensis* (Plummer) a *Pr. marginaculeata* (Loeblich & Tappan). Gandolfim (1942) vyobrazený druh *Globotruncana stephani* (tab. III, fig. 5a—c) je genotypom rodu *Rotundina* (Salaj 1962).

Podľa nášho zistenia (pozri nižšie text a tab. VI) obidva spomínané holotypy treba považovať za samostatné druhy. Z pôvodného popisu (Gandolfi 1942) je zrejmé, že druh *Rotundina stephani* má globigerinoidný typ stavby, s menej,

* Tak ich predbežne označujeme v priloženej stratigrafickej tabuľke.

** Napr. P. Brönnimann & N. K. Brown (1955) str. 531, Gandolfim (1942) stanovený holotyp (*G. stephani*) považujú za synonymum *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

inokedy viacej zreteľnými zhrubnutinami, ktoré postupným spojením vytvárajú pseudokýly až kýly. Tento typ sa vyskytuje i v Západných Karpatoch.

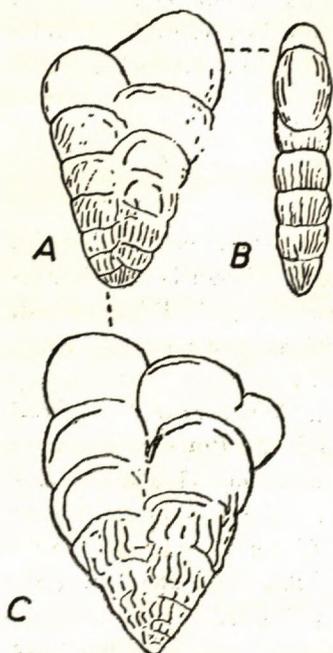
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) má na rozdiel od druhu *Rotundina stephani* Gandolfi iný (globotruncanoidný) typ stavby so silne plochými komôrkami, s pomerne jasnými kýlmi a s ohnutými septálnymi švami na dorzálnnej strane.

Pri štúdiu morfofenézy schránok *Hedbergella roberti* (Gandolfi 1942) a *Rotundina stephani* (Gandolfi) sme zistili celý rad intermediálnych foriem, na čo upozornil už Gandolfi (1942). Podľa toho možno usudzovať, že *Rotundina stephani* je fylogeneticky bezprostredne spätá s druhom *Hedbergella roberti*, z ktorej sa vyvinula.

Podobné fylogenetické vzťahy môžeme pozorovať aj medzi druhmi *Thalmaninella ticinensis* — *Praeglobotruncana delrioensis* — *Globotruncana imbricata*. Tento vývojový rad je konvergentný s *Hedbergella roberti* — *Rotundina stephani*, a neodporuje mu ani stratigrafický výskyt jednotlivých druhov.

Ďalšiu, stratigraficky a fylogeneticky zaujímavú skupinu predstavuje rod *Sigalia* Reiss 1957, *Gublerina* Kikoine 1948 a *Planoglobulina* Cushman 1927. Fylogenetickými vzťahmi rodov *Heterohelix* Ehrenberg 1843, *Gublerina* Kikoine 1948 a *Planoglobulina* Cushman 1927 v poslednej dobe sa zaoberala E. Montanaro Gallitelli (1957). Rod *Gümbelina* Egger 1899 považuje za synonymum roku *Heterohelix* Ehrenberg 1843, z ktorého sa vyvinul rod *Planoglobulina* Cushman 1927. Do synonymiky posledného rodu zahrňuje rod *Ventilabrella* Cushman 1928. K rodu *Gublerina* Kikoine 1948 poznamenávame, že morfológiou schránky sa síce líši od rodu *Heterohelix* a *Planoglobulina*, ale geneticky stojí medzi nimi. Pokiaľ ide o genetické postavenie rodu *Sigalia* Reiss 1957, predpokladáme, že sa bezprostredne vyvinul z rodu *Heterohelix* Ehrenberg 1843.

Reiss (1957) za genotyp rodu *Sigalia* uvádza druh *Gümbelina* (*Ventilabrella*) *deflaensis* Sigal. Prvé dva (vrchné) obrázky (Sigal 1952) predstavujú čelný a bočný pohľad jedinca s biseriálnym (gümbelinoïdným) typom stavby schránky. Spodný, tretí obraz predstavuje už jedinca, ktorý má vyvinuté tri komôrky v distálnej časti. Z vyobrazenia i z poznámok Sigala (1955, str. 159) vyplýva, že druh *Gümbelina* (*Gümbelina*, *Ventilabrella*) *deflaensis* Si-



A—B = lektotyp druhu *Sigalia deflaensis* (Sigal 1952); C — prechodná forma medzi *Sigalia carpatica* nov. sp. a *Gublerina decoratissima* (de Klsz 1953). Obr. A—C prevzaté od Sigala (textfig. 41).

gal 1952* predstavuje dve vetvy, a to: „gümbelinoídnú“ a „ventilabrelovú“, pričom druhá vetva by mohla mať aj iné označenie.

S problematikou tohto druhu čiastočne sa zaoberali de Klasz (1953), Küpper (1956), Reiss (1957, 1958), hlavne však Bettenstaedt & Wicher (1955); de Klasz (1953) uvádza, že *Ventilabrella decoratissima* v biseriálnej časti schránky sa líši od blízko stojaceho druhu *Gümbelina (Ventilabrella) deflaensis* Sigal inou ornamentáciou schránky. Bettenstaedt & Wicher (1955) Klaszom (1953) popísané druhy *Ventilabrella decoratissima*, *V. alpina* dávajú do synonymiky druhu *Gümbelina (Gümbelina, Ventilabrella) deflaensis* Sigal a poznamenávajú, že nimi študované druhy majú výraznú skulptúru, a že ich správne rodové označenie má byť *Ventilabrella deflaensis* (Sigal). Reiss (1957) napokon pre druh *Gümbelina (Gümbelina, Ventilabrella) deflaensis* Sigal stanovil nový rod *Sigalia*.

S druhom *Sigalia deflaensis* (Sigal) stretli sme sa aj v Západných Karpatoch. V materiáli, ktorý máme k dispozícii, našli sme obidve Sigalom (1952, 1955) uvádzané vetvy, t. j. „gümbelinoídnú“ i „ventilabrelovú“. Pri štúdiu variačného okruhu „gümbelinoídnej“ vetvy sme zistili, že niektoré jedince morfológiou schránky sú veľmi blízke druhu *Heterohelix ex gr. globulosa* (Ehrenberg), od ktorého sa líšia iba veľmi jemnou ornamentáciou komôrok, dobre viditeľnou iba pri veľkom zväčšení. Vedľa toho existujú aj exempláre, u ktorých sa začínajú komôrky postupne preťahovať do strán, čím sa stávajú plochejšími a septálne švy výraznejšími. V ďalšom štádiu komôrky sú takmer ploché a septálne švy hladké a limbatné. Povrch schránok i u takýchto jedincov má jemnú čiarkovanú ornamentáciu. Takéto exempláre v zmysle poznámok Sigala (1952, 1955) začleňujeme k druhu *Sigalia deflaensis* (Sigal), kam už nezahrňujeme vetvu „ventilabrelovú“.

Jedince z tzv. ventilabrelovej vetvy, ktoré sú oveľa bežnejšie, sa morfológiou schránky zásadne líšia od tzv. gümbelinoídnej (= *Sigalia deflaensis* Sigal). Preto nemožno obidve vetvy spájať do jedného druhu, ako to robí väčšina autorov. Jedince z tzv. ventilabrelovej vetvy vyčleňujeme do samostatného druhu *Sigalia carpatica* nov. sp., ktorý je geneticky najbližší druhu *Sigalia deflaensis* (Sigal). Líši sa od neho výraznými limbatnými skulpturovanými septálnymi švami a iným typom stavby schránky (porovnaj tab. VII, obr. 1a—b, 2a—b). Na druhej strane morfológia schránky druhu *Sigalia carpatica* nov. sp. je zhodná s biseriálnym štádiom druhu „*Ventilabrella*“ *decoratissima* (de Klasz), od ktorého sa líši tým, že nemá ešte vyvinuté štádium so zmoženými komôrkami. Takéto jedince (*Sigalia carpatica* nov. sp.) sú najviac rozšírené na východnom Slovensku (Podhorod). Aj v oblasti Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny nachádzajú sa iba spomínané jedince s biseriálnym usporiadaním komôrok. Vzhľadom na ich hojné rozšírenie vo vrchnom koniakku a spodnom santone vylučujeme

* Pri rodovom označení druhu *J. Sigal* (l. c.) poznamenáva, že správne má byť *Gümbelina* (non *Ventilabrella*).

čujeme možnosť, že by išlo o juvenilné štádium druhu *Gublerina decoratissima* (de K l a s z). Ak by tomu tak bolo, museli by sme v tej istej populácii nachádzať v určitom pomere i jedince so zmoženými komôrkami, ktoré sú charakteristické pre tento druh. Tieto však začínajú pribúdať až vo vyšších polohách (hlavne stredný a vrchný santon).

Gublerina decoratissima (de K l a s z) má prvé komôrky v biseriálnej časti kompaktné. V ďalšom štádiu môžeme jasne pozorovať tendenciu k rozvetvovaniu komôrok, čo je charakteristické už pre rod *Gublerina K i k o i n e* 1948. V zmysle E. M o n t a n a r o G a l l i t e l l i o v e j (1958) de K l a s z o m p o p i s a n ý d r u h „*Ventilabrella*“ *decoratissima* patrí k rodu *Gublerina K i k o i n e* 1948. Preto nemožno súhlasíť s R e i s s o m (1958), že „*Ventilabrella*“ *decoratissima* (de K l a s z 1953) je synonymom druhu *Sigalia deflaensis* (S i g a l 1952). Ďalší vývoj od tohto druhu pokračoval k rodu *Planoglobulina*. Charakteristické preň je postupné zmnožovanie komôrok na úkor biseriálneho štádia. U jedincov so zmoženými komôrkami môžeme v distálnej časti schránky pozorovať tendenciu ku stavbe guľovitého tvaru komôrok. Takéto exempláre, ktoré de K l a s z (1953) popisuje ako *Ventilabrella alpina* a *V. bipartita* presahujú už rámec rodu *Gublerina*.

K rodu *Planoglobulina* C u s h m a n 1927 (= *Ventilabrella* C u s h m a n 1928; viď E. M o n t a n a r o G a l l i t e l l i 1957) ešte poznamenávame, žeby bolo nesprávne odvodzovať všetky druhy, zaradované do tohto rodu, od naznačeného fylogenetického radu, ako napr. *Planoglobulina carsey* (P l u m m e r). Tieto sa vyvinuli bezprostredne z okruhu druhov rodu *Heterohelix* zmnožením komôrok v distálnej časti. V tomto poňatí sú takéto druhy výsledkom polyfyletického vývoja, podmieneného tým, že u mnohých druhov z čeľade *Heterohelcidae* je tendencia zmnožovať komôrky.

Fylogenetickou vetvou *Pseudotextularia elegans* — *Racemiguembelina varians* sa zaoberal G l a e s s n e r (1936). Podľa neho varieta „*Pseudotextularia*“ *variens acervulinoides* (E g g e r), patriace do rodu *Planoglobulina* (*P. acervulinoides*), sa vyvinula z druhu *Pseudotextularia varians* R z e h a k, ktorého predchodcom je „*Cuneolina*“ *elegans* R z e h a k.

Fylogenetická vetva „*Cuneolina*“ *elegans* — „*Pseudotextularia*“ *textulariformis* — „*Pseudotextularia*“ *variens* má v neskoršom štádiu, až na druh „*Cuneolina*“ *elegans* R z e h a k, zmnožené komôrky s cyklickým usporiadaním. Takéto formy sa zaraďujú spolu s druhom „*Cuneolina*“ *elegans* R z e h a k 1891, ktorý má biseriálne stavanú schránku, do rodu *Pseudotextularia* R z e h a k 1891.

Nomenklatorické označenie týchto druhov je už dávnejšie predmetom diskusie. R z e h a k (1891) poznamenáva, že by bolo vhodné zaradiť druh *Cuneolina elegans* do osobitného rodu, ktorý predbežne označuje ako *Pseudotextularia*; r. 1895 už používa toto rodové označenie pre druh *Pseudotextularia varians*, pričom druh *Cuneolina elegans* R z e h a k 1891 považuje za jeho synonymum, čiže dva taxonomicky samostatné druhy (i rody) zahrňuje do jedného rodu a druhu.

Už Whitová (1929) preradila *Pseudotextularia varians* (obr. 1a, b) do rodu *Gümbelina* Egger 1899 (*Gümbelina elegans*) a obr. 2 a 3 považuje za genotyp rodu *Pseudotextularia*, podobne ako neskoršie Galoway (1933). Glaessner (1936) považuje Rzehakov (1895) obraz 1a—b za typickú formu *Pseudotextularia elegans*; obraz 2 za *Pseudotextularia elegans* var. *variens*; obr. 3 za *Pseudotextularia elegans* var. *acervulinoides*.

Ellis & Messina (1940) za genotyp rodu *Pseudotextularia* dávajú druh *Cuneolina elegans* Rzehak 1891 (*Pseudotextularia varians* Rzehak 1895, obr. 1a—b, non obr. 2 a 3).

Montanaro Gallitelliová (1956) za genotyp nového rodu *Bronnimanella* dáva druh *Gümbelina plummerae* Loetterle 1937 (= *G. striata deformis* Kikoine 1948), ktorý je podľa nej (1957) synonymom druhu „*Cuneolina*“ *elegans*. Ak by druh „*Cuneolina*“ *elegans* Rzehak bol genotypom rodu *Pseudotextularia*, stáva sa rod *Bronnimanella* synonymom rodu *Pseudotextularia*, lebo obidva by mali spoločný genotyp (E. Montanaro Gallitelli l. c.). Pre formy so zmnôženými komôrkami a cyklickým usporiadaním stanovila menovaná autorka nový rod *Racemiguembelina* s genotypom druhu *Gümbelina fructifera* Egger 1900, ktorý je podľa Cushmana (1938) synonymom druhu *Pseudotextularia varians* Rzehak 1895 (bližšie viď E. Montanaro Gallitelliová 1957). Tohto nomenklaturického označenia rodov (*Pseudotextularia* a *Racemiguembelina*) sa pridriavajú i autori.

Hedbergella Brönnimann & Brown 1958

Hedbergella roberti (Gandolfi)

Tab. VI, obr. 1a—c

1942 *Anomalina roberti* Gandolfi R., Riv. Ital. Pal., vol. 48, Mem. 4, p. 100, pl. 2, fig. 2a—c; pl. 4, fig. 4—7; pl. 5, fig. 1; pl. 13, fig. 3a—b, 6a—b, tet.-fig. 32 (1, 2).

Rozmery: priemer 0,30—0,45 mm; výška 0,16—0,19 mm.

Schránka vápnitá a mierne trochoidne vinutá; skladá sa z 2,5—3 závitov, so 7—8 komôrkami v poslednom závite. Komôrky sú nadmuté a pretiahnuté kolmo na os vinutia. Posledná komôrka v niektorých prípadoch je guľovitá, inokedy pretiahla. Septálne švy na ventrálnej i dorzálnej strane sú priame a vkleslé; hlavné ústie interiomarginálne.

Výskyt: V Západných Karpatoch sa vyskytuje vo všetkých sériách bradlového pásma v apte až albe, rovnako ako v zliechovskej a manínskej sérii. Najhojnejšie je zastúpená v slienitých sedimentoch spodného albu. V západnej Európe sa udáva z albu.

Rotundina Subbotina 1953, emend. Salaj 1962

Rotundina stephani (Gandolfi)

Tab. VI, obr. 2a—c, 3a—c

1942 *Globotruncana stephani* Gandolfi R., Riv. Ital. Pal., vol. 48, Mem. 4, p. 130, pl. 3, fig. 5a—c.

Rozmery: priemer 0,35—0,42 mm; výška 0,16—0,22 mm.

Schránka vápnitá a trochoidne vinutá. Skladá sa z 2,5—3 závitov, s 5—6 komôrkami v poslednom. Komôrky sú vždy nadmuté až sférické a oddelené pre-

hlbenými švami, na ventrálnej strane radiálne usporiadanými. Periférny okraj je okruhlý, s dvomi pseudokýlmi* až kýlmi. Umbilikus otvorený, opatrený aperturálnymi lemami, okolo umbilika oddelenými alebo spojenými v proximálnej časti. Hlavné ústie je interiomarginálne.

Medzi variačným okruhom *Hedbergella roberti* a *Rotundina stephani* existuje blízka genetická spätosť; preto usudzujeme, že druh *R. stephani* sa vyvinul z *Hedbergella roberti*. Na ich príbuznosť poukázal už *Gandolfi* (1942), ktorý poznamenáva, že „*Globotruncana*“ *stephani* tvarom, rozmermi a štruktúrou sa najviac približuje k druhu „*Anomalina*“ *roberti*.

V ý s k y t : v okolí Považskej Bystrice v alb-cenomanskej flyšovej a slienitej fácií manínskej série, a v alb-cenomanských pienidných sériách bradlového pásma.

Thalmaninella *Sigal* 1948

Thalmaninella ticinensis (*Gandolfi*)

1942 *Globotruncana ticinensis* *Gandolfi* R., Riv. Ital. Pal., vol. 48, Mem. 4, p. 113, pl. 2, fig. 3—4 fig. 8—11.

1949 *Globotruncana (Thalmaninella) ticinensis* *Gandolfi*; *Reichel* M., Eclog. geol. Helv., vol. 42, no. 2, p. 603, pl. 16, fig. 2—3; pl. 17, fig. 2—3.

R o z m e r y : priemer 0,35—0,42 mm; výška 0,15—0,20 mm.

Schránka vápnitá, jednokýlová, bikonvexná. Skladá sa z 2,5—3 závitov, so 6 až 8 komôrkami v poslednom. Švy na dorzálnej strane sú ohnuté, slabo vkleslé, alebo v jednej rovine s povrchom komôrok; na ventrálnej strane sú radiálne vkleslé. Ústie interiomarginálne a akcesorické.

V ý s k y t : V Západných Karpatoch v albských a spodnocenomanských sedimentoch, v bradlovom pásme a v manínskej sérii.

Praeglobotruncana *Bermúdez* 1952, emend. *Brönnimann & Brown*

Praeglobotruncana delrioensis (*Plummer*)

Tab. VI, obr. 4a-c

1931 *Globorotalia delrioensis* *Plummer* H. J., Univ. Texas, Bull. 3101, p. 199, pl. 13, fig. 2a—c.

1952 *Praeglobotruncana delrioensis* (*Plummer*); *Bermúdez* P. J., Minist. Minas e Hidrocarburos, Venezuela, Bol. geol., vol. 2, no. 4, p. 52 (not. pl. 7, fig. 1a—c).

R o z m e r y : priemer 0,29—0,36 mm; výška 0,12—0,16 mm.

Schránka slabo bikonvexná, s hladkým, zriedkavejšie s drsným povrchom. Počiatočné komôrky sú nadmuté, kým v poslednom závite sú silne sploštené. Počet závitov 2,5—3,5 s 5—7 komôrkami v poslednom. Schránka na vonkajšom obvode je mierne vlnovitá, s dobre viditeľnými kýlmi, ktoré pozostávajú z malých tupých

* Pod pseudokýlmi rozumieme zhrubnutia, „valy“, pozostávajúce z jemných hrbolčekovitých výrastkov, ktoré postupne splynú a tak vytvárajú „val“ v zaoblenej periférnej časti komôrok.

výrastkov. Kýly na posledných dvoch až troch komôrkach sú postupne menej výrazné. Ústie je charakteristické pre genotyp.

V ý s k y t : v celom bradlovom pásme hlavne v slienitej fácií cenomanu.

Sigalia Reiss 1957
Sigalia deflaensis (Sigal) emend.

Tab. VII, obr. 1a—b

- 1952 *Gümbelina* (*Gümbelina*, *Ventilabrella*) *deflaensis* Sigal J., In: XXIXth Int. geol. Congr., Algérie, Ser. 1, no. 26, p. 36, text-fig. 41, (nie jedinec s 3 komôrkami v distálnej časti schránky).
- 1955 *Ventilabrella deflaensis* (Sigal); Bettenstaedt & Wicher, Proc. IVth World Petrol. Congr., Roma, Sec. I/D, Reprint 5, p. 498, p. 506, fig. 1 (čiastočne).
- 1956 *Ventilabrella deflaensis* (Sigal); Küpper K., Geolog. Jb., Bd. 99, p. 299.
- 1962 *Sigalia deflaensis* (Sigal); Samuel O., Geolog. práce, Zprávy 24; p. 194, pl. 13, fig. 2a—b, 3a—b.

R o z m e r y : výška 0,29—0,34 mm; šírka 0,16—0,24 mm, hrúbka 0,07 až 0,10 mm.

Schránka je vápnitá a po celej dĺžke biseriálne usporiadaná, s 5 až 7 komôrkami v každom rade. Komôrky z oboch strán sú stlačené a v periférnej časti zaoblené. Švy sú limbatné a u dobre vyvinutých jedincov mierne prevyšujú povrch komôrok, alebo sú v jednej rovine. Povrch schránky majú zdobený jemnými čiarkami, dobre viditeľnými zvlášť v proximálnej časti schránky, v distálnej časti iba pri veľkom zväčšení, alebo sa úplne strácajú. Ústie je poloblúkovité, umiestnené na báze poslednej komôrky.

V ý s k y t : zriedkavo v sedimentoch vrchného koniakku a santonu vo východnej časti bradlového pásma a v oblasti Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny.

Sigalia carpatica nov. sp.

Tab. VII, obr. 2a—b, 3

- 1955 *Ventilabrella deflaensis* (Sigal); Bettenstaedt & Wicher A., Proc. IVth World Petrol. Congr., Roma, Sec. I/D, Reprint 5, p. 506, fig. 2 (nie jedinec so zmoženými komôrkami v distálnej časti schránky).

H o l o t y p u s : exemplár vyobrazený tab. VII, 2a—b; zbierky Geol. ústavu D. Štúra, Bratislava.

D e r i v a t i o n o m i n i s : podľa pohoria Karpát.

S t r a t u m t y p i c u m : santon, sivozelené piesčité sliene bradlového pásma.

L o c u s t y p i c u s : Podhorod, východné Slovensko, Československo.

M a t e r i á l : asi 50 exemplárov z Podhoroda a 100 z iných lokalít.

D i a g n ó z a : schránka je vápnitá a biseriálne stavaná. V každom rade je 5—7 komôrok. Sutúry sú limbatné a zdobené pretiahnutými tupými hrbolčekmi. Ústie poloblúkovité je umiestnené na báze poslednej komôrky.

P o p i s : schránka je vápnitá a po celej dĺžke biseriálne stavaná. Komôrky sú z oboch strán stlačené. Septálne švy sú limbatné, ohnuté a silne vyčnievajú nad povrchom komôrok. Viac ako

²/₃ schránky sú zdobené pretiahlymi, tupými hrbolčekmi. Na obvode posledných dvoch alternujúcich komôrok sa nachádzajú „obruby“ (valy), medzi ktorými vrchné steny komôrok sú prehĺbené vo forme žliabku. Ústie poloblúkoveho tvaru je umiestnené na báze poslednej komôrky. Dĺžka 0,35–0,40 mm, najväčšia šírka 0,26–0,30 mm, hrúbka 0,12–0,16 mm.

Od druhu *Sigalia deflaensis*, s ktorým je fylogeneticky spätý, odlišuje sa tvarom komôrok, ornamentáciou a charakterom sutúr. Pre *Sigalia deflaensis* je charakteristická jemná čiarkovaná ornamentácia a čiastočne i „gümbeloidný“ typ stavby schránky. Komôrky sú z čelnej a zadnej strany i z vrchnej časti schránky zaoblené, kým u druhu *Sigalia carpatica* nov. sp. čelná i zadná strana je uhlovitá a vrchná časť schránky prehĺbená.

Na druhej strane *Sigalia carpatica* n. sp. charakterom ornamentácie a tvarom komôrok sa veľmi podobá biseriálnej časti druhu *Gublerina decoratissima*, od ktorého sa líši tým, že alternujúce komôrky sú kompaktné usporiadané a zmnožené štádium nie je vyvinuté. U novo stanoveného druhu ani v jednom prípade sme nepozorovali tendenciu k rozvetveniu komôrok, ako je tomu napr. v biseriálnej časti druhu *Gublerina decoratissima* (de Klasz).

V ý s k y t : v Západných Karpatoch sa začína objavovať vo vrchnom koniakku; maximum rozšírenia však dosahuje v santonských sedimentoch bradlového pásma v okolí Podhorode, menej pri Hanušovciach a v obdobnej stratigrafickej pozícii aj v oblasti Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny.

Gublerina Kikoine 1948

Gublerina decoratissima (de Klasz)

Tab. VII, obr. 4, 5a–b; tab. VIII, obr. 1

1953 *Ventilabrella decoratissima* de Klasz I., Geol. Bavarica, no. 17, p. 228, pl. IV, fig. 5a–b.

1955 *Ventilabrella deflaensis* (Sigal); Bettenstaedt & Wicher, Proc. IVth World Petrol. Congr., Roma, Sec. I/D, Reprint 5, p. 506, fig. 3.

1957 *Gublerina decoratissima* (de Klasz); E. Montanaro Gallitelli, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 140, pl. 32, fig. 8.

R o z m e r y : dĺžka 0,45–0,60 mm; najväčšia šírka 0,32–0,50 mm; hrúbka 0,12–0,16 mm.

Komôrky v juvenilnom stave sú v dvoch alternujúcich radoch, ktoré sa v distálnej a biseriálnej časti rozvetvujú; potom prechádzajú do zmnoženého štádia. V každom rade je 6–8 ohnutých a z oboch strán plochých komôrok. Komôrky zmnoženej časti schránky sú prevažne ploché a polokruhlé. Sutúry v biseriálnej časti schránky sú limbatné zdobené pretiahlymi tupými hrbolčekmi, v zmnoženej časti schránky sú hladké. Tvar a polohu ústia sme u našich exemplárov nezistili.

V ý s k y t : na území ČSSR boli zatiaľ zistené iba v bradlovom pásme východného Slovenska (Podhorod'), v piesčito-slienitých sedimentoch santonu.

Gublerina acuta robusta de Klasz

1953 *Gublerina acuta robusta* de Klasz I., Geol. Bavarica, no. 17, p. 247, pl. 8, fig. 4–5.

1953 *Gublerina hedbergi* Brönnimann & Brown, Cush. Found. Foram. Res., Contr., vol. 4, pt. 4, p. 152, tfs. 11a–b, 12a–b.

1957 *Gublerina acuta robusta* de Klasz; E. Montanaro Gallitelli, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 141, pl. 32, fig. 9.

Rozmery: dĺžka 0,40–0,52 mm; najväčšia šírka 0,28–0,32 mm; hrúbka 0,12–0,16 mm.

Schránka sa skladá z dvoch radov; v každom je 7–9 guľovitých komôrok. Prvé (5–6) komôrky sú malé a zaberajú asi $\frac{1}{3}$ schránky; ďalšie (2–3) sa veľmi rýchlo zväčšujú. Komôrky v posledných $\frac{2}{3}$ schránky sú vejárovite usporiadané a navzájom spojené tenkými paralelnými vápnitými lamelami. V niektorých prípadoch môžeme pozorovať tendenciu k vytváraniu nepravidelných komôrok v priestore medzi dvoma radmi. Tvar a polohu ústia sme zatiaľ nezistili.

Výskyt: obmedzene v maastrichte bradlového pásma na východnom Slovensku.

Gublerina glaessneri Brönnimann & Brown

Tab. VIII, obr. 3a–b

1953 *Gublerina glaessneri* Brönnimann & Brown, Cush. Found. Foramin. Res., Contr., vol. 4, p. 152, tf. 13a–b, 14a–b.

1953 *Gublerina* aff. *cuillieri* Kikoine; de Klasz, Geol. Bavarica, no 17, p. 248 (pod čiarou), pl. 8, fig. 2a–b.

1957 *Gublerina glaessneri* Brönnimann & Brown, E. M. Gallitelli, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 141, pl. 32, fig. 7.

Rozmery: dĺžka 0,50–0,58 mm; najväčšia šírka 0,35–0,41 mm; hrúbka 0,12–0,16 mm.

Jedince tohto druhu, ktoré máme k dispozícii, sa dobre zhodujú s popisom holotypu. Vyskytuje sa u nás v oblasti Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny v „gosauskej“ fácií, v sivozelených slieňoch maastrichtu pri Hornej a Dolnej Polianke.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1933: Siderolites vidali Douvillé z karpatské křidy. Věstník SGÚ, roč. IX. Praha. — [2] Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Práce št. geol. ústavu, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. SAV, Bratislava. — [4] Andrusov D. — Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. Geol. sborník XI/2, Bratislava. — [5] Banner F. T. — Blow W. H., 1959: The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinaceae. Paleontology, Vol. 2, Part 1, London. — [6] Bettenstaedt F. & Wicher C. A., 1955: Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal by the aid of microfossils. IV. World Petroleum Congress, Roma, Sect I/D, Preprints, Hannover. — [7] Bieda F., 1935: Sprawozdanie z badań nad otworami fliszu pienińskiego. Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk 42, Warszawa. — [8] Birkenmajer K., 1953: Peredvaritelnyj peresmotr stratigrafii klippenskogo pojasa v Pieninách (centralnyje Karpaty). Bull. Acad. Pol. Sci. cl. III., vol 1, no 6, Warszawa. — [9] Birkenmajer K., 1956: Sedimentary Characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrich-

tian) in the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III/4, Warszawa. — [10] Birkenmajer K., 1957: Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. Geol. zborník VIII/1, Bratislava. — [11] Birkenmajer K. & Wieser T., 1956: Tufity v warstwach pestrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. Acta geol. pol. VI/1, Warszawa. — [12] Bolli H. M., 1958—59: Planctonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, B. W. I. Bulletins of American Paleontology, vol. XXXIX, New York. — [13] Brönnimann P. & Brown N. K. Jr., 1955: Taxonomy of the Globotruncanidae. Eclog. Geol. Helvetiae, vol. 48, Basel. — [14] Cushman J. A., 1938: Cretaceous species of Gumbelina and related genera. Cush. Lab. For. Res., Contr. vol. 14 pt. 1. — [15] Cushman J. A., 1950: Foraminifera. Their classification and economic use. 4. ed. Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass. — [16] Ellis B. F. & Messina A. R., 1940: Catalogue of Foraminifera. Amer. Mus. Nat. Hist., New York. — [17] Gallitelli M. E., 1956: Bronnimannella, Tappanina and Trachelinella, three new foraminiferal genera from the upper Cretaceous. Contr. Cushman Found. For. Res. Vol. 7. — [18] Gallitelli M. E., 1957: A Revision of the Foraminiferal Family Heterohelicidae. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, Washington. — [19] Galloway J. J., 1933: A Manual of the Foraminifera. — [20] Gandolfi R., 1942: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch Cretacici dei Dintorni di Balerna (Canton Ticino). Riv. Ital. Pal. Mem. IV, 48, Milano. — [21] Glaesner M. F., 1936: Die Foraminiferengattungen Pseudotextularia und Amphimorphina. Probl. Pal. Vol. 1, Moskva. — [22] Hanzlíková E. — Menčík E. — Pěsl V., 1960: Svrchnokřídové vrstvy flyšového vývoje v bradlovém obalu u Hanušovců nad Topľou. Geol. práce, Zprávy 17, Bratislava. — [23] Horwitz L., 1938: Études stratigraphiques sur la couverture des Klippes Piénines (Karpates polonaises). I-ère partie. Geol. Pol. Bull. No 9/2, Warszawa. — [24] Kantorová V., 1953: O dvojakom veku púchovských slietov. Geol. zbor. IV/1—2, Bratislava. — [25] Kantorová V., — Andrusov D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. zbor. IX/2, Bratislava. — [26] Kantorová V. — Began A., 1958: Bradlové pásmo v širokom okolí Pruského. Geol. práce. Zprávy 14, Bratislava. — [27] Kikoine J., 1948: Les Heterohelicidae du Crétacé supérieur pyrénéen. Bull. Soc. Géol. France (5) 18, Paris. — [28] Klasz I. De 1953: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). Geol. Bavarica, no 17, München. — [29] Klaus J., 1960: Etude biométrique et statistique de quelques espèces de Globotruncanidés. 1. — Les espèces du genre Praeglobotruncana dans le Cénomaniens de la Breggia (Tessin, Suisse meridionale). Eclog. geol. Helv. 53, 1 — [30] Köhler E., 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. Geologický zborník XI/1, Bratislava. — [31] Küpper K., 1956: Stratigrafische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzgebiet Salzburg-Oberösterreich). Jahrbuch d. G. B. A., Wien. — [32] Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geol. zbor. IV/1—2, Bratislava. — [33] Leško B., 1957: Prehľadný geolog. výskum útesového pásma a magurského flyša medzi riekou Sekčovou a Topľou. Archív, Geofond Bratislava. — [34] Leško B. — Samuel O., 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodí. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [35] Matějka A. — Leško B., 1953: Flyš a vnútorné pásmo bradlové na východnom Slovensku medzi Hanušovcami a Humenným. Geol. zbor., roč. IV/1—2, Bratislava. — [36] Matějka A., 1961: Příspěvek k poznání bradlového pásma na listu geologické generální mapy Spišská Stará Ves. Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1959, Praha. — [37] Matějka A., 1961b: Vnitřní pásmo bradlové na listu geologické generální mapy Vysoké Tatry. Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1959, Praha. — [38] Majzon L., 1943: Beiträge zur Kenntnis einiger Flyschschichten des Karpathenvorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. Ann. Inst. Reg. Hungar. Geol. Bd. 37, H. 1, Budapest. — [39] Pěsl V., & Menčík E., 1959: Přehledné geologické mapování magur-

ského flyše na východním Slovensku. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, Praha. — [40] P o k o r n ý V l., 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Deutscher Verlag d. Wiss., Berlin. — [41] R e i c h e l M., 1950: Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). *Eclog. geol. Helv.* 42, 2. (für 1959). — [42] R e i s s Z., 1957: Notes on Foraminifera from Israel. *Bull. Res. Council of Israel*. Vol. 6B, no 3—4, Jerusalem. — [43] R e i s s Z., 1958: The systematic position of *Sigalia* and *Bolivinoidea*. *Israel. Geol. Surv. Bull.* 17, Jerusalem. — [44] R z e h a k A., 1891: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich, mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens von Leitersdorf. *Ann. Naturhist. Hofmus.*, vol. 6. Wien. — [45] R z e h a k A., 1895: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus österreichischem Tertiär. *Ann. Naturh. Hofmus.*, Vol. 10, Wien. — [46] S a l a j J., 1960: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. práce, Zprávy* 18, Bratislava. — [47] S a l a j J., 1961: Nové poznatky o mikrobiostratigrafii strednej a vrchnej kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geologické práce, Zprávy* 22, Bratislava. — [48] S a l a j J., 1961b: Mikrobiostratigrafia danu gosauskej kriedy a centrálného paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. práce, Zprávy* 24, Bratislava. — [49] S a l a j J., 1962: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov križňanskej a manínskej jednotky, ich vzájomný vzťah. *Geolog. práce, Zošit* 62, Bratislava. — [50] S a m u e l O., 1961: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov bradlového pásma v oblasti Beňatiny. *Geol. práce, Zprávy* 24, Bratislava. — [51] S a m u e l O., 1961b: Some Remarks on the Paleogene of the Klippes-Zone and on the Stratigraphico-Biofacial Position of the „Maľcov” and Šariš beds in the East-Slovakia. *Geolog. práce, Zoš.* 60, Bratislava. — [52] S a m u e l O. & S a l a j J., 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii „dan”-paleogénnych sedimentov v čl. Západných Karpatoch. *Geolog. sborník* XII/2, Bratislava. — [53] S i g a l J., 1952: Aperçu Stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé, XIX Congrès Géolog. International., Monographies Régionales, Ire Série: Algérie no 26, Alger. — [54] S i g a l J., 1955: Notes micropaléontologiques nordafricaines. 1. Du Cénomaniens au Santonien: zones et limites en faciès pélagique. *Compte Rendu Somm. Soc. géol. Fr.* no 7—8, Paris. — [55] S c h e i b n e r E., 1958: O výskyte tzv. „globigerinovorádiolárových” vrstiev v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. sborník* IX/2, Bratislava. — [56] S c h e i b n e r E. — S c h e i b n e r o v á V., 1958: Kysucké a snežníské vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. *Geol. sbor.* IX/2, Bratislava. — [57] S c h e i b n e r o v á V., 1960: Poznámky k rodu *Praeglobotruncana* Bermúdez z kysuckých vrstiev bradlového pásma. *Geol. sbor.* IX/1, Bratislava. — [58] S u b b o t i n a N. N., 1953: Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy. In: *Iskopajemyje foraminifery SSSR*, Tr. VNIGRI, n. s. 76, Leningrad—Moskva. — [59] W h i t e M. P., 1929: Some index Foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. *Journ. Paleon.*, Vol. 3, no 1.

J. SALAJ—O. SAMUEL

ZUR MIKROBIOSTRATIGRAPHIE DER MITTEL- UND OBERKREIDE IM OSTTEIL DER KLIPPENZONE

Im vorliegenden Artikel werden die biostratigraphischen Verhältnisse der Kreide-Ablagerungen in der Klippenzone der Ostslowakei behandelt mit gleichzeitigem Versuch diese Schichten mit dem westlichen Teil der Klippenzone, bzw. auch mit der Gosauer Kreide im Gebirge Myjavska pahorkatina zu vergleichen.

In diesem Zusammenhang beschäftigten sich die Autoren auch mit der Phylogenese einiger planktonischer Foraminiferen. So z. B. konnte man feststellen, dass die Art „*Globotruncana*”

stephani Gandolfi 1942 kein Synonymum der Art *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer 1931) darstellt. Hingegen einige Formen, die von manchen Autoren als *Pr. stephani* (Gandolfi) bezeichnet werden, eigentlich synonym mit *Pr. delrioensis* (Plummer) und *Pr. marginaculeata* (Loeblich & Tappan) sind. Die von Gandolfi (1942) dargestellte Art *Globotruncana stephani* (Tab. III, Fig. 5a—c) ist eine typische Art der Familie *Rotundina*, wobei auch einige von Subbotina (1953, Tab. II, Abb. 5, 6a—b) abgebildeten Exemplare dazu gehören, da sie im wesentlichen mit der Gandolfischen Abbildung identisch sind. Da Gandolfi (1942) das typische Exemplar der Art nicht bezeichnete ebenso wie N. A. Subbotina es versäumte die typische Art der Familie *Rotundina* zu bezeichnen, entstanden daraus manche Differenzen.

Unserer Meinung nach beide erwähnten Holotypen (*Gl. stephani* und *Pr. delrioensis*) sind als selbständige Arten zu betrachten. Beim Studium der Art *Hedbergella roberti* (Gandolfi) und *Rotundina stephani* (Gandolfi) haben wir eine ganze Reihe intermediärer Formen feststellen können, worauf bereits Gandolfi (1942) hingewiesen hatte. Daraus kann man wohl schliessen, dass die *R. stephani* phylogenetisch unmittelbar mit der Art *H. roberti* zusammenhängt.

Eine weitere stratigraphisch und auch phylogenetisch interessante Gruppe stellt die Familie *Sigalia* Reiss 1957, *Gublerina* Kikoine 1948 und *Planoglobulina* Cushman 1927 dar. Die Familie *Gublerina* Kikoine 1948 steht genetisch zwischen der Fam. *Heterohelix* und *Planoglobulina*. Was die genetische Stellung der Fam. *Sigalia* Reiss 1957 anbelangt, ist es offensichtlich, dass sie sich unmittelbar aus der Fam. *Heterohelix* Ehrenberg 1843 entwickelte. Die Art *Sigalia deflaensis* (Sigal) haben wir auch in den Westkarpaten festgestellt, und zwar beide von Sigal (1952, 1955) erwähnte Formen, d. h. die „gümbelinoide“ und auch die „ventilabrelare“ Form. Manche Schalen der ersteren stehen der Art *Heterohelix* ex gr. *globulosa* (Ehrenberg) sehr nahe und unterscheiden sich von dieser lediglich durch sehr feine Verzierung der Kammerchen, die nur bei einer Vergrößerung sichtbar ist. Bei manchen Exemplaren werden die Kammerchen in die Seite aufgezogen und somit auch „flacher“ und die Septen ausgeprägter. Die Oberfläche solcher Exemplare ist auch mit feiner Verzierung versehen. Im Sinne Sigals (1952, 1955) stellen wir solche Formen zur Art *Sigalia deflaensis* (Sigal), nicht aber die „ventilabrelaren“ Formen.

Die letzteren kommen viel häufiger vor und ihre Schalen unterscheiden sich morphologisch grundsätzlich von sog. gümbeloiden Formen (= *Sigalia deflaensis*). Deshalb kann man diese beide Typen nicht in eine Art vereinigen, wie es die meisten Autoren tun. Die sog. „ventilabrelaren“ Formen gliedern wir in eine neue selbständige Art — *Sigalia carpatica* nov. sp., die allerdings genetisch der Art *Sigalia deflaensis* am nächsten steht. Sie unterscheidet sich von der letzteren durch ausgeprägte limbate Skulptursepten und durch eigenen Aufbau der Schale. Die Morphologie der Schale dieser neuen Art ist fast identisch mit dem biserialen Stadium der Art „*Ventilabrella*“ *decoratissima* (de Klsz).

Die ersten Kammerchen der Art *Gublerina decoratissima* im biserialen Teil sind kompakt, erst im späteren Stadium zeigt sich deutlich die Tendenz zur Dichotomierung dieser, was allerdings bereits für die Fam. *Gublerina* Kikoine 1948 charakteristisch ist. Im Sinne E. Montanaro Gallitelli (1957) gehört die von de Klsz als „*Ventilabrella*“ *decoratissima* beschriebene Art zur Familie *Gublerina*. Deshalb kann man mit Reiss (1958) nicht einverstanden sein, dass „*Ventilabrella*“ *decoratissima* nur Synonymum der Art *Sigalia deflaensis* (Sigal 1952) sei. Die weitere Entwicklung von dieser Art führte zur Fam. *Planoglobulina*. Als charakteristisches Merkmal für die Weiterentwicklung tritt die stufenweise Vermehrung der Kammerchen auf Rechnung des biserialen Stadiums. Bei den Exemplaren mit den vermehrten Kammerchen im distalen Teil der Schale ist die Tendenz zur kegelartiger Form der Kammerchen zu beobachten. Solche Exemplare, die de Klsz (1953) als „*Ventilabrella*“ *alpina* und *V. bipartita* beschreibt, reichen bereits über den Rahmen der Familie *Gublerina*.

Im Zusammenhang mit der Familie *Planoglobulina* Cushman 1927 (= *Ventilabrella* Cushman 1928; siehe E. Montanaro Gallitelli 1957) sei zu bemerken, dass es nicht am Platz wäre, alle zu dieser Familie gestellten Arten von der aufgezeichneten phylogenetischen Reihe abzuleiten (z. B. *Planoglobulina carseyi* Plummer). Sie haben sich nämlich unmittelbar aus dem Kreis der Fam. *Heterohelix* durch die Vermehrung der Kammerchen im distalen Teil der Schale entwickelt. Somit sind solche Arten als Ergebnis der polyphyletischen Entwicklung zu betrachten, die dadurch bedingt wurde, dass bei vielen Arten der Gattung *Heterohelicidae* sich die Tendenz der Vermehrung der Kammerchen sowohl bei den Arten mit dem zyklischen (*Racemiguembelina varians* — *Planoglobulina varians acervulinoides*), als auch mit biserialen Aufbau der Schale (*Gublerina decoratissima* — *Planoglobulina alpina*) geltend macht.

Sigalia carpatica nov. sp.

Taf. VII, Abb. 2a, b

1955 *Ventilabrella deflaensis* (Sigal); Bettenstaedt & Wicher, Proc. IVth World Petrol. Congr. Roma, Sec. 1/D, Reprint 5, p. 506, Fig. 2 (nicht Exemplar mit vermehrten Kammerchen im distalen Teil der Schale).

Holotypus: Exemplar abgebildet auf Taf. VII, Abb. 2a, b; Sammlungen des Geologischen Institutes D. Štúr's in Bratislava, ČSSR

Derivatio nominis: nach dem Gebirge Karpaten

Stratum typicum: Santon, graugrüne sandige Mergel der Klippenzone

Locus typicus: Podhorod, Ostslowakei, ČSSR

Material: cca 50 Exemplare aus Podhorod und etwa 100 Exemplare aus anderen Lokalitäten.

Diagnose: Schale biserial gebaut, in jeder Reihe etwa 5–7 Kammerchen. Suturlinien limbat, mit verlängerten Verzierungen versehen. Mündung halbkreisförmig auf der Basis der letzten Kammer.

Beschreibung: Schale kalkig, ganz gebaut; Kammerchen von beiden Seiten zusammengedrückt; Septen limbat, gebogen und über die Skulptur der Kammerchen stark emporragend. Mehr als $\frac{2}{3}$ der Schale ist durch verlängerte stumpfe (abgerundete) Knollen verziert. Am Rande der letzteren zwei alternierenden Kammerchen sind „Säume“, zwischen welchen die oberen Kammerwände in Form von kleinen Kehlen vertieft sind. Die Mündung ist halbkreisförmig an der Basis der letzten Kammer. Länge 0,35–0,40 mm, die maximale Breite 0,26–0,30 mm, Dicke 0,12–0,16 mm.

Von der Art *Sigalia deflaensis*, mit der sie phylogenetisch verbunden ist, unterscheidet sich die Art *Sigalia carpatica* nov. sp. durch die Form der Kammern, Verzierung und den Charakter der Suturen. Während für die Art *S. deflaensis* feine gestreifte Verzierung charakteristisch ist und die Kammern vorne, hinten und auch oben abgerundet sind, bei der Art *S. carpatica* nov. sp. ist die Schale vorne und hinten winkelförmig geformt und der obere Teil vertieft.

Andererseits ähnelt die Art *S. carpatica* nov. sp. durch ihre Verzierung und Form der Kammern dem biserialen Teil der Art *Gublerina decoratissima* (nur die alternierenden Kammerchen sind kompakt eingereiht und das vermehrte Stadium ist nicht entwickelt). Bei der neuen Art haben wir nie die Tendenz zur Dichotomierung der Kammerchen beobachtet, wie es z. B. im biserialen Teil der Art *Gublerina decoratissima* der Fall ist.

Vorkommen: in den Westkarpaten beginnt sie im Obercogniac, mit maximaler Verbreitung im Santon der Klippenzone in der Umgebung von Podhorod, seltener, bei Hanušovce (Ostslowakei), aber auch im Gebirge Brezovské Pohorie und Myjavská Pahorkatina (Westslowakei).

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Vysvetlivky k tab. VI—VIII

Tab. VI

1a—c *Hedbergella roberti* (Gandolfi), záp. část bradl. pásma (Led. Rovné), alb, cca 100× zv.;
2a—c, 3a—c *Rotundina stephani* (Gandolfi) záp. část bradl. pásma (Ledn. Rovné), vrchný
alb — ?najsposd. cenoman, zv. 100×; 4a—c *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), záp.
část bradlového pásma (Ledn. Rovné), spodný cenoman, zv. 100×.

Tab. VII

1a—b *Sigalia deflaensis* (Sigal), vých. část bradl. pásma (Podhorod), spodný santon, 100× zv.;
2a—b, *Sigalia carpatica* nov. sp., východ. část bradl. pásma (Podhorod), sp. santon, 100× zv.;
3 *Sigalia carpatica* nov. sp. — paratyp, vých. část bradl. pásma (Podhorod), sp. santon 70× zv.;
4 prechodná forma mezi *Sigalia carpatica* nov. sp. a *Gublerina decoratissima* (de Kلاسز).
vých. část bradl. pásma (Podhorod), str. santon, zv. 70×; 5a—b *Gublerina decoratissima* (de
Kلاسز), vých. část bradl. pásma (Podhorod), str. santon, zv. 70×.

Tab. VIII

1 *Gublerina decoratissima* (de Kلاسز), východná část bradl. pásma (Podhorod), spodný santon,
zv. 70×; 2 *Planoglobulina* ex gr. *acervulinoidea* (Egger), oblast Brezovského pohoria a My-
javskej pahorkatiny („gosauský vývoj“), maastricht, zv. 70×; 3a—b *Gublerina glaessneri*
Bronniman & Brown, oblast Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny („gosauský
vývoj“), maastricht, zv. 70×; 4 *Gublerina* aff. *ornatissima* (Cushman & Church), oblast
Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny („gosauský vývoj“), maastricht, zv. 70×; 5a—c,
6 *Gublerina acuta robusta* de Kلاسز, východná část bradl. pásma (okolie Hanušoviec),
maastricht, zv. 70×.

JOZEF SALAJ—AUGUSTÍN BEGAN

FACIÁLNE VÝVOJE A MIKROBIOSTRATIGRAFIA VRCHNEJ KRIEDY BRADLOVÉHO PÁSMA

V doterajšom stratigrafickom ponímaní sa sedimenty senónu bradlového pásma zaraďovali do jedného sedimentačného cyklu, ktorý sa začal po subhercýnskych horotvorných pochodoch. V tomto cykle *Andrusov — Scheibner* (1960) rozoznávajú dva faciálne vývoje — rašovský (upohlavské zlepenca a gbelanské sliene) a jarmutský (*Birkenmajer* 1954; *Andrusov* 1959), známy hlavne z Pienín. Obidva vývoje sa považovali za bradlový obal. Predpokladalo sa totiž, že tento sedimentačný cyklus sa začal transgresiou upohlavských zlepenčov v santone, pričom tieto zlepenca mali transgredovať na nerovný podklad bradlového pásma, kde sa intenzívne uplatnili subhercýnske horotvorné pochody.

Z posledných prác o bradlovom pásme Považia však vyplýva, že prevažná časť týchto zlepenčov patrí hlavne albu (*Began in Salaj* 1961) a že predstavujú asi okrajovú faciú, ktorej materiál môže pochádzať z kryštalinického archipela, vystupujúceho v tomto období medzi sedimentačným pásmom pienidných sérií a série manínskej. Ostatné zlepenca, hlavne tie, ktoré obsahujú organogénne vápenca, sú paleocénneho veku (*Salaj* 1961). Tento poznatok, ako aj biostratigraficky dokázaný plynulý prechod medzi strednou a vrchnou kriedou (v západnej časti bradlového pásma; *Kantorová — Began* 1958; *Salaj* 1961; vo východnej časti *Leško — Samuel* 1960; *Samuel* 1962; *Salaj — Samuel* 1962; v manínskej sérii *Salaj* 1960, 1961) poukazujú na určité nezrovnalosti v doterajšej stratigrafii bradlového pásma vôbec. Preto sme niektoré úseky bradlového pásma podrobnejšie študovali, pričom sme si všimli priestorové rozšírenie jednotlivých facií a ich stratigrafické rozpätie.

Pri novších výskumoch v Brezovskom pohorí a v Myjavskej pahorkatine (*Salaj* 1957—1961; *Kantorová — Andrusov* 1958; *Salaj — Samuel* 1962; *Köhler* 1961) sa podarilo na základe mikrofauny určiť základný stratigrafický sled; súčasne sa dokázalo, že more gosauskej kriedy v senóne

súviselo s morom pieninskej geosynklinály, pričom v období subhercýnskych (správnejšie predgosauských) horotvorných pochodov začína transgresia pienidného mora smerom na juh, a to už v koniak. Od tohto obdobia sa začali usadzovať sedimenty gosauskej kriedy (a paleogénu Myjavskej pahorkatiny), ktorá sa doteraz pričleňovala k senónu centrálnych Karpát (A n d r u s o v 1959). Sedimenty gosauskej kriedy S a l a j (1961) označuje ako južný vývoj bradlovej kriedy; z genetického hľadiska tento názov síce obostojí, ale keďže aj sedimenty vrchnej kriedy manínskej série súvisia s bradlovou kriedou a senón manínskej jednotky je veľmi odlišný, navrhujeme pre gosauskú kriedu názov *brezovský vývoj centrálnokarpatského senónu*.

Popis facií ani mikrobiostratigrafiu brezovského vývoja neuvádzame, ale odkazujeme na staršie práce.

Sedimenty s e n ó n u v údolí Vlára vo vývoji pestrých slieňov sú vyvinuté hlavne v širšom okolí Horného Srnia. Mikrobiostratigraficky tieto sedimenty študovala Kantorová (in K a n t o r o v á — B e g a n 1958). Podľa jej osobného oznámenia v pestrých slieňoch od Horného Srnia sa zistila i mikrofauna spodného paleocénu; vyskytuje sa tu pomerne bohatá, ale silne prekryštalizovaná mikrofauna hlavne druhu *Globorotalia conicotruncata* Subbotina a *Globigerina compressa* P l u m m e r, poukazujúce hlavne na dan.

Pri Sedmerovciach senón reprezentujú pestré sliene a orbitoidné vápence. Pestré sliene obsahujú hlavne druhy: *Globotruncana arca* (C u s h m a n), *Hedbergella globulosa* (E h r e n b e r g) a *H. cretacea* (O r b i g n y).

V najvrchnejšej polohe pestrých slieňov sa vyskytujú aj druhy *Reussella szajnochae szajnochae* (G r z y b o w s k i), *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbierz, *Gl. falsostuarti* Sigal, *Gl. fundiconulosa* Subbotina, *Gl. fornicata* Plummer, *Hormosina ovulum gigantea* Geroch, *Gl. contusa* (C u s h m a n) — nízko klenutá forma. Táto mikrofauna poukazuje na najvrchnejší kampan — spodný maastricht. Koniak a santon sa doteraz nepodarilo zistiť. Keďže v okolí Sedmeroviec sa okrem orbitoidných vápencov vyskytujú iba pestré sliene, predpokladáme v tejto facií sedimenty koniak a santonu. Pestré sliene prechádzajú do nadložia pozvoľne do orbitoidných až zlepenčovitých vápencov, ktoré v spodnejších polohách majú ešte vložky pestrých slieňov. Z orbitoidných foraminifer sa vyskytuje prevažne *Siderolites vidali* D o u v i l l é (K a n t o r o v á — B e g a n 1958).

V širšom okolí Lednického Rovného (Streženice, Kvašov, Dolná Breznica, Mikušovce a Tuchyňa) najstaršie sedimenty senónu vo facií pestrých slieňov (JV od k. 365,4) obsahujú bohatú mikrofaunu koniak, hlavne druhy: *Sigalia deflaensis* (S i g a l), *S. carpatica* S a l a j & S a m u e l, *Globotruncana linneiana linneiana* (O r b i g n y), *Gl. linneiana coronata* Bolli, *Gl. cf. sigali* Reichel, *Clavihedbergella sp.* Časť slieňov patrí aj spodnému santonu.

Santon je miestami vyvinutý v pestrých slieňoch s vložkami piesčitých slieňov

(Streženice pri Tuchyňi vo flyšovej fácií o mocnosti asi 30—50 m). Mikrofaunu zastupujú: *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. fornicata* Plummer, *Gl. linneiana linneiana* (Orbigny), *Gl. linneiana coronata* Bolli, *Gl. linneiana tricarinata* (Quereau), *Gl. subspinosa* Pesagno, *Stensiöina prweexsculpta* Brotzen.

Spodný kampan je vo vývoji pestrých, prevažne červených slieňov hlavne s druhmi: *Globotruncana arca* (Cushman) a *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Pestré slieňe spodného kampanu prechádzajú do „jarmutských“ vrstiev (vrchný kampan-maastricht; Salaj 1961); ďalej na S od Tuchyne pestré spodnokampanské slieňe prechádzajú do pestrých vrstiev, v ktorých sú vložky lavíc jemnozrnných pieskvcov až zlepcov „jarmutského“ typu. Orbitoidné foraminifery sme v nich zatiaľ nezistili. Mikrofauna z tohto súvrstvia poukazuje na vrchný kampan hlavne druhmi: *Bolivinoidea decorata* Jones, *Globotruncana arca* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Hedbergella cretacea* (Orbigny) a *Globotruncana contusa* (Cushman).

„Jarmutské vrstvy“ prechádzajú plynule do pestrých slieňov spodnopaleocénneho veku. Miestami však pozorujeme i tektonický styk. Pestré slieňe, v ktorých sú i vložky pieskvcov, sú miestami v prevrátenej polohe a prechádzajú plynule do magurského paleogénu, v spodnejších polohách podobného „jarmutským vrstvám“. Mikrofaunu spodnopaleocénnych slieňov popisujú Kantorová — Begán (1958), Salaj (1959, 1961) a Salaj — Samuel (1962).

Sedimenty senónu, v širšom okolí Púchova (Dohňany a Ihřište) majú nasledovný stratigrafický sled: najstaršie sedimenty patria santonu vo flyšovom vývoji (odkryté v erózných rýhach pri Ihřišti; mocnosť asi 60—100 m). Mikrofauna je kvantitatívne pomerne bohatá, druhove nepočítaná. Doteraz sa zistili nasledovné druhy: *Globotruncana arca* (Cushman), *Gl. fornicata* Plummer, *Gl. linneiana linneiana* (Orbigny), *Globorotalites michelianus* (Orbigny) a *Anomalina (Gavelinella) sculptilis* (Hilterman & Koch). Nadložné pestré slieňe obsahujú mikrofaunu spodného kampanu, v ktorej prevládajú: *Gl. arca* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) a *Hedbergella cretacea* (Orbigny). Flyšové súvrstvie prechádza pozvoľne do orbitoidových vápencov vrchného kampanu, tvoreného pevnými modrastými vápnitými pieskvcami, sivozelenými slieňitými bridlicami a pevnými sivozelenými slieňmi, ktoré majú lastúrnatý lom. Mikrofauna je zastúpená hlavne druhmi: *Gl. arca* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides sibiricus* Neckaja, *E. haidingerii* (Orbigny) a *Gyroidina umbilicata* (Orbigny). Flyšové súvrstvie prechádza pozvoľne do orbitoidových vápencov až zlepcov, ktoré obsahujú hlavne *Siderolites vidali* Douvillé.

V širšom okolí obcí Dlhá a Krivá sme venovali pozornosť niekoľkým profilom senónu. Najstaršie súvrstvie predstavujú zlepenca tzv. upohlavského typu, v ktorých sú vložky bridlíc s pomerne bohatou mikrofaunou, poukazujúcou na koniak

až santon: *Gl. linneiana linneiana* (Orbigny), *Gl. linneiana tricarinata* (Que-
reaux), *Gl. fornicata* Plummer, *Stensiöina praeexsculpta* Brotzen a *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg).

V nadloží zlepcov je 30–50 m mocné flyšové súvrstvie pieskovcov, slieňov až piesčitých bridlíc, ktoré na základe mikrofauny možno začleniť do santonu: *Gl. linneiana linneiana* (Orbigny), *Gl. linneiana coronata* (Bolli), *Stensiöina praeexsculpta* Brotzen, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Gl. fornicata fornicata* Plummer. Nadložné pestré slieňe zastupujú kampan a ma-
astricht. Bohatá mikrofauna je zastúpená druhmi: *Gl. arca* (Cushman), *Gl. contusa patelliformis* Gandolfi, *Gl. stuarti stuarti* (Lapparent), *Gl. falsostuarti* Sigal, *Racemiguembelina varians* Rzehak, *Heterohelix nuttalli* Voorwijk, *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Gl. contusa* (Cushman), *Stensiöina pommerana* Brotzen a iné. Najvrchnejší ma-
astricht sa nám nepodarilo preukázať; tým zostáva otvorená i otázka vzťahu kriedy k paleogénnym sedimentom.

Stratigrafiou kriedových sedimentov v širšom okolí Hanušoviec sa zaoberali viacerí autori (Hanzlíková – Menčík – Pesl 1960; Salaj – Samuel 1962). Najstaršie sedimenty patria tu santonu vo flyšovom vývoji, ktoré do nadložia prechádzajú do pestrých spodnokampanských slieňov. Ich nadložie tvorí flyšové stredno- až vrchnokampanské súvrstvie pieskovcov a slieňov, ktoré pozvoľne prechádza do jarmutských vrstiev (vrchný kampan-maastricht). Sedimenty koniakú sú vyvinuté vo fácií pestrých slieňov. Ich styk s flyšovým santonom sa nám nepodarilo zatiaľ zistiť.

Kriedové sedimenty bradlového pásma najvýchodnejšieho Slovenska študovali Leško – Samuel (1960), Samuel (1962) a Salaj – Samuel (1962). Koniak je tu vyvinutý vo fácií pestrých slieňov; smerom do nadložia v santone pribúdajú polohy pestrých červených piesčitých slieňov s vložkami piesčitých bridlíc. Spodný kampan je vyvinutý opäť vo fácií pestrých slieňov, ktoré prechádzajú do nadložného flyšového súvrstvia (stredný až vrchný kampan) do „jarmutských vrstiev“ (vrchný kampan-maastricht).

Pre úplnosť spomenieme aj senón manínskej série, ktorý sa plynule vyvíja zo strednokriedových sedimentov, s ktorými bol spoločne zvrásnený v období laramského vrásnenia. Pekný profil senónom manínskej série vidieť pri Hornom Moštenci (Salaj 1961). Sedimenty koniakú a santonu sú tu vo flyšovom vývoji a smerom ku Zemianskemu Kvašovu prechádzajú do slienitej fácie. Kampan je vyvinutý vo fácií sivozelených slieňov, v ktorých sú ojedinelé polohy pieskovcov. Maastricht pri Hornom Moštenci nie je pravdepodobne vyvinutý. Až v SZ časti manínskej série od Hrabového popisuje ho Köhler (1960, 1961). Aj tu je však plynulý prechod z flyšového apt-albu cez flyšový orbitolinový cenoman do flyšových sedimentov turónu až santonu. Kampan je tu vyvinutý vo fácií pestrých slieňov a prechádza do flyšového maastrichtu (Köhler 1960, 1961).

Tabuľka faciálnych vývojov a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy (senón) bradľového pásma

Stupne	Mikrofauna	Myjavská pahorkatina	Údolie Vlary	Sedmerovce	Lednické Rovne
Dán	<i>Globigerina compressa</i> <i>Globorotalia conico truncata</i> <i>Uvigerinammina jankóí</i>	sivozelené sliene s polohami pieskov- cov	Pestré sliene	?	paleogénny flyš pestré sliene
Maastricht	<i>Racemiguembelina varians</i> <i>Globotruncana falsostuarti</i> <i>Gublerina cuvillieri</i> <i>Siderolites vidali</i>	flyš. súvrstvie orbitoidové zlep. inoceramové sliene orbitoidové vápence		orbitoidové vápence	pieskovce a slienovce s polohami jemnozrnitých exotic- kých zlepencov
Kampán	<i>Orbitoides media</i> <i>Bolivinooides decorata</i> <i>Globotruncana arca</i>	flyšové súvrstvie pestré sliene		pestré sliene	pestré sliene s vlož. pieskovcov pestré sliene
Santon	<i>Globotruncana fornicata</i> <i>Anomalina (Cavelinella) sculptilis</i> <i>Globotruncana subspinosa</i>	flyšové súvrstvie		? pestré sliene	piesčité sliene flyšové súvrstvie
Koniak	<i>Sigalia deflaensis</i> <i>Globotruncana sigali</i> <i>Stensiöina praecxsculpta</i>	sivozelené a modrasté sliene piesčité vápence bazálne zlepence			pestré sliene

Tabuľka faciálnych vývojov a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy (senón) bradlového pásma

Stupne	Mikrofauna	Okolie Dohnian	Údolie Oravy	Hanušovce	Okolie Beňatiny
Dán	<i>Globigerina compressa</i> <i>Globorotalia conicotruncata</i> <i>Uvigerinammina jankóii</i>	zlepence s rífovými vápencami	?	flyšové súvrstvie	stredozrnité pieskovce s polohami fľovcov a slieňovcov
Maastricht	<i>Racemiguembelina varians</i> <i>Grobotruncana falsostuarti</i> <i>Gublerina cuvillieri</i> <i>Siderolites vidali</i>	orbitoidové vápence		pestré sliene	pieskovce a slieňovce s polohami jemnozrnitých exotických zlepencov
Kampán	<i>Orbitoides media</i> <i>Bolivinooides decorata</i> <i>Globotruncana arca</i>	flyšové súvrstvie	pestré sliene	flyšové súvrstvie	flyšové súvrstvie
		pestré sliene		pestré sliene	pestré sliene
Santon	<i>Globotruncana fornicata</i> <i>Anomalina (Cavelinella) sculptilis</i> <i>Globotruncana subspinosa</i>	flyšové súvrstvie	flyšové súvrst. zlepencové súvrstvie s vložkami bridlíc	flyšové súvrstvie	pestré piesčité sliene s vložkami piesčitých bridlíc a pieskovcov
Koniak	<i>Sigalia deflaensis*</i> <i>Globotruncana sigali</i> <i>Stensiöina praeexsculpta</i>	? pestré sliene	? pestré sliene	pestré sliene	pestré sliene

* Začína sa objavovať v najvrchnejšom koniaku.

Záver

Štúdiom senónu bradlového pásma bola zistená veľká rozmanitosť facií, pričom vek jednotlivých facií bol stanovený na základe mikrofauny. Variabilitu facií v priestore a čase si možno vysvetliť len ako dôsledok značnej mobility dna kriedového mora v bradlovom pásme, ktorá trvala ako dozvuk subhercýnskych horotvorných pochodov. Medzi jednotlivými typmi vymedzených faciálnych vývojev sú rôzne prechodné typy, ktoré bude možno presne vymedziť detailným štúdiom senónu bradlového pásma a manínskej série.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce Št. geol. ústavu, 13, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [3] Andrusov D., Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov v geológii bradlového pásma medzi Vlárú a Tvrdošínom. Geol. sborník IX/2, Bratislava. — [4] Began A., Kantorová V., 1961: Krieda bradlového pásma v úseku Púchov—Bošácka dolina. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [5] Hanzlíková E., Menšík E., Pešl V., 1960: Svrchnokřídové vrstvy flyšového vývoje v bradlovém obalu u Hanušovců nad Topľou. Geol. práce, Zprávy 17, Bratislava. — [6] Kantorová V., Andrusov D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. sborník IX/2, Bratislava. — [7] Kantorová V., Began A., 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [8] Köhler E., 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. Geol. sborník XI/1, Bratislava. — [9] Köhler E., 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. Geol. sborník XII/1, Bratislava. — [10] Leško B., Samuel O., 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [11] Matějka A., 1958: Bradlové pásmo v okolí Tvrdošína a Trstené. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1958; Praha. — [12] Salaj J., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek vyzbieraných z bradlového pásma v širšom okolí Lednického Rovného. Rukopis; Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [13] Salaj J., 1960: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny: Geol. práce, Zprávy 18, Bratislava. — [14] Salaj J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [15] Salaj J., Samuel O., 1962: Mikrobiostratigrafia strednej a vrchnej kriedy z východnej časti bradlového pásma. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [16] Samuel O., 1962: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatiny. Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava.

ZUR FAZIELLEN UND MIKROBIOSTRATIGRAPHISCHEN ENTWICKLUNG DER OBERKREIDE IN DER KLIPPENZEONE

Die Sedimente Senons der Klippenzone wurden bisher stratigraphisch in einen einzigen Sedimentationszyklus eingeteilt, der nach den subhercynischen gebirgsbildenden Prozessen stattfand. Andrusov—Scheibner (1960) unterscheiden in diesem Zyklus zwei fazielle Entwicklungen — die Rašov- und die Jarmuta-Entwicklung (die letztere aus den Pieninen bekannt; Birkenmayer 1954; Andrusov 1959). Beide Entwicklungen wurden für eine Klippenhülle gehalten; man hat nämlich angenommen, dass dieser Zyklus mit Transgression der Konglomerate von Upohlava im Santon ansetzte, wobei Konglomerate an den unebenen Untergrund der Klippenzone, wo sich die subhercynischen gebirgsbildenden Prozesse intensiv geltend machten transgredieren sollten.

Wie die neueren Studien zeigten, gehört der überwiegende Teil dieser Konglomerate zum Alb (Began in Salaj 1961) und stellt eigentlich eine Randfazies dar, deren Material aus dem kristallinen Archipel stammen kann. Die restlichen Konglomerate (besonders die mit organogenen Kalken) sind paläozänen Alters (Salaj 1961). Diese Erkenntnis und auch biostratigraphisch erwiesener fließender Übergang zwischen der Mittel- und Oberkreide weisen auf gewisse Unstimmigkeiten in der bisherigen Stratigraphie der Klippenzone überhaupt hin. Deshalb haben wir einige Abschnitte der Klippenzone eingehender studiert und dabei auch die räumliche Ausdehnung einzelner Fazies und deren stratigraphische Lage verfolgt.

Auffallend ist vor allem bunte Vertretung verschiedener Fazies im Senon der Klippenzone, deren Alter mikrobiostratigraphisch nachgewiesen wurde. Diese grosse Variabilität der Fazies im Raum und Zeit kann nur als Folge einer beträchtlichen Mobilität des kretazischen Meeresbodens in der Klippenzone angesehen werden. Diese Beweglichkeit war Ergebnis der subhercynischen gebirgsbildenden Prozesse. Zwischen einzelnen aufgestellten Faziestypen findet man auch sog. Überganstypen, welche nach eingehendem Studium des Senon der Klippenzone und der Manín-Serie näher definiert werden können.

Der Arbeit ist eine vergleichende Übersichtstabelle mit aufgestellten Faziestypen und mikrobiostratigraphischer Charakteristik einzelner Schichten beigefügt (siehe Tabelle auf der Seite 117, 118).

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

PAVOL GROSS

STRATIGRAFIA A LITOLÓGIA ALBU V BRADLOVOM PÁSME MEDZI BOŠÁCOU A MORAVSKÝM LIESKOVÝM

Roku 1958 a 1960 som študoval územie, budované bradlovým pásmom, SZ od Nového Mesta nad Váhom, ohraničené potokmi Bošáčka a Klánečnica. Táto časť bradlového pásma nebola predtým podrobnejšie študovaná. Orientačne ju študoval rovnako ako aj celé Považie už D. Štúr; niekoľko orientačných túr tu urobil Andrusov, z ktorého práce som vychádzal pri stanovení stratigrafie v jednotlivých bradlových sériách.

V skúmanom území, patriacom k Myjavskej pahorkatine a čiastočne k Bielym Karpatom, vystupujú tieto jednotky: 1. kysucká séria (spodný trias až spodný turón); 2. czorsztyńska séria (bajóc a bat); 3. pravdepodobne manínska séria, zastúpená sedimentmi albu, ktorá sa morfológicky javí ako obal bradiel.

Na SZ a S sa bradlové pásmo stýka s paleogénom v magurskom vývoji; na JZ hraničí s liasom krížňanskej jednotky. V tomto príspevku sa bližšie zaoberáme albom (manínskej série ?), ktorý som študoval hlavne v lome SZ od Moravského Lieskového. Alb vyplňuje väčšinou depresie a znížené miesta medzi bradlami, ktoré tu tvoria pretiahnuté chrbty (Reientypus — ako označil tento typ bradiel V. Uhlig). Morfológicky alb nie je nijako nápadný, nevytvára v tomto území vyvýšeniny. Na styku s okolitými horninami pozorujeme vždy angulárnu diskordanciu, zapríčinenú tektonikou.

Mikrofaunu zo študovaného územia zbieral J. Salaj, ktorý tu určil nasledovné druhy: *Haplophragmoides nonioninoides* (R e u s s), *Haplophragmoides champagni* C r e s p i n, *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus gaultinus* B e r t h e l i n a *Ammodiscus tenuissimus* (G ü m b e l). Ide o aglutinované formy, ktoré nám nedávajú jasný obraz o hĺbke sedimentačného priestoru. Počet zistených druhov i jedincov mikrofauny je malý, šlovice a sliene sú často úplne sterilné. Táto skutočnosť môže naznačovať aj zhoršenie životných podmienok v týchto priestoroch.

Z nebohatej makrofauny majú najväčšiu stratigrafickú hodnotu amonity, z ktorých bol určený druh *Leymeriella tardefurcata* L e y m. (našiel autor, určil A. Began in B e g a n — S a l a j 1961), ktorý poukazuje na druhé pásmo albu. Zachované odtlačky sú 2–3,9 cm veľké. V zlepencoch ojedinele pozorujeme neurčiteľné úlomky lamelibranchiátov. V jemnozrnných pieskovcoch a siltovcoch nachádzame trubičkovité útvary hojnejšie pigmentované Fe, rôzne pozahybované, poskrúcané a vzájomne sa preplietajúce. Ide tu asi o výplne chodbičiek, vyvrátané červami, prípadne inými podobným spôsobom žijúcimi organizmami.

Vo vrchných častiach pieskovcových lavíc, resp. v siltovcoch vidíme na plochách bridličnatej odlučnosti miestami značné množstvo rastlinnej drviny, niekedy až niekoľko mm mocné laminy čierneho lesklého uhlia.

Alb manínskej série v študovanom území je zastúpený: a) vo flyšovom vývoji s prevahou pieskovcov; b) v zlepencom vývoji s absolútnou prevahou mikrokonglomerátov nad konglomerátmi. Vertikálnu postupnosť týchto dvoch facií a ich rozmiestnenie nemožno vymedziť pre spomenutú zasutenosť a zahlienenosť terénu.

Vo všeobecnosti alb je hruboklastický (pieskovce, konglomeráty) a väčšia mocnosť ílovcov a vôbec jemnozrnných sedimentov býva zriedkavá.

Flyšový alb s prevahou pieskovcov môžeme najlepšie študovať v kameňolome SZ od Moravského Lieskového, odkiaľ pochádza aj mikro a makrofauna a kde sme tiež študovali sedimentárne textúry.

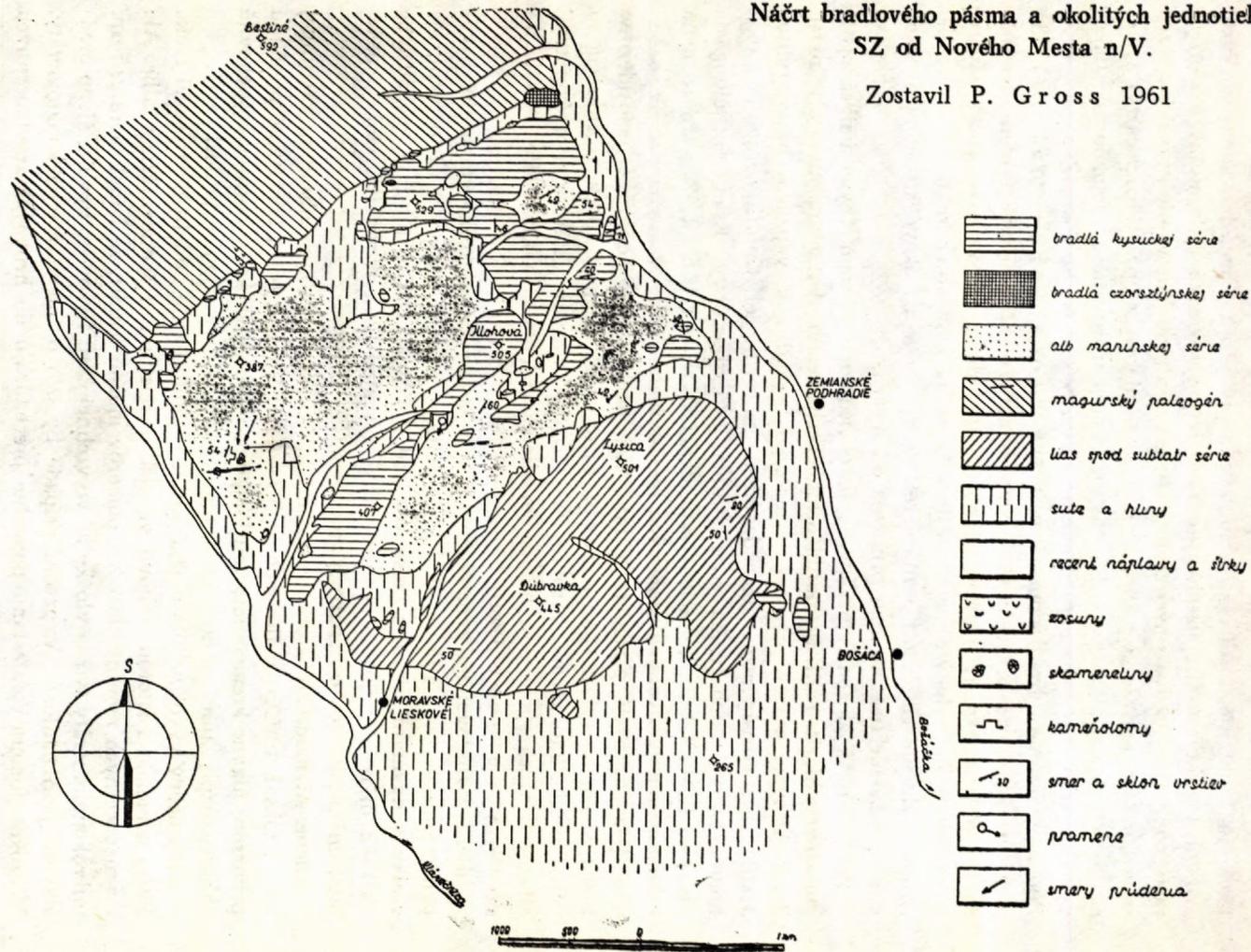
Pieskovce sú na spodnej strane lavice vždy ostro ohraničené oproti ílovcom, alebo ílosiltovcom, ktoré v ojedinelých prípadoch aj vykliňujú, alebo majú hrúbku iba niekoľko mm. Vo vrchnej časti lavice pozorujeme pozvoľný prechod do jemnozrnej frakcie až do ílovcov. Pieskovcové lavice (max. 2 m; priemer okolo 1 m) bývajú homogénne zvrstvené; často však pozorujeme aj gradačné a polygradačné zvrstvenie až s trojnásobným opakovaním hrubej frakcie.

Vo vertikálnom reze takto zvrstveného pieskovca vidíme, že hrubá frakcia buď ostro nasadzuje a ostro opäť končí v okolnej jemnozrnej hmote pieskovca alebo pieskovec pozvoľne prechádza do hrubšej frakcie až do určitého maxima (hrubozrnného pieskovca) a potom sa materiál opäť zjemňuje na pôvodnú zrnitosť základnej masy pieskovca. Takéto nasadzovanie hrubej frakcie pozorujeme obyčajne 2–3 razy za sebou v rámci jednej lavice.

Pri jednoduchom gradačnom zvrstvení zrnitosť hrubej frakcie kolíše od 2 do 6 mm, takže v extrémnych prípadoch spodnú časť lavice tvorí až mikrokonglomerát. U normálne gradačne zvrstvených pieskovcov nezriedka pozorujeme na spodu lavice pod najhrubšou frakciou ešte niekoľko mm až 1 cm mocnú časť lavice, tvorenú obyčajne jemno až strednozrnným pieskovcom. Táto jemnozrnná časť na spodu lavice máva obyčajne konštantnú hrúbku v celom profile lavice. Ak na spodu lavice nachádzame hieroglyfy, či už organického alebo mechanického pôvodu, v takom prípade hrúbka jemnozrnej časti lavice sa mení v závislosti od tvaru hieroglyfov, ktoré tvoria buď žliabky, alebo vyvýšené valy.

Náčrt bradlového pásma a okolitých jednotiek
SZ od Nového Mesta n/V.

Zostavil P. Gross 1961



Stopy organického pôvodu na spodnej strane pieskovcových lavíc nie sú zriedkavé; sú kruhovitého prierezu a málokedy prevyšujú 1 cm. Ich smery sa často križujú a vzájomne preplietajú. Mechanoglyfy sú zriedkavejšie, avšak ich orientácia poukazuje na dva smery transportu materiálu do panvy. Ide tu o stopy tvaru rýhy (groove casts — R. S h r o c k 1948), úderové stopy (impact casts) a mechanoglyfy tvaru žliabkov (flute casts), často narušované a znejasňované tlakovými stopami. Zistené smery prúdenia sú od S k J, od SSV k JJZ a od V k Z. Podobné meranie v bradlovom pásme uskutočnil už K. B i r k e n m a j e r (1958) v orlovských vrstvách. Treba však poznamenať, že počet meraní prúdenia od znosových oblastí je malý a nemožno na ich základe robiť paleogeografické závery. K tomuto účelu treba zhromaždiť ešte veľa dát podobného charakteru. Na vrchnej strane lavíc niekedy vidíme interferenčné čeriny a zriedkavé šikmé zvrstvenie, ktoré poukazuje tiež na smer prúdenia od severu.

Petrografické zloženie pieskovcov je nasledovné: kremeň (býva najbežnejší), muskovit, chlorit, rutil, turmalín, ortoklas, chalcedón. Autigénne minerály: pyrit, kalcit. Úlomky hornín predstavuje materiál kryštalínika, vápencov bázik, fylitov a siltovcov. Vo vápencoch nachádzame úlomky rias čeľ. *Corallinaceae*. Tmeliacu hmotu tvorí íl bohatý na sericit; tmel je karbonátový. Koeficient elongácie (Ke) = 1,59 až 1,60, koeficient vytriedenia (So) = 1,40 až 1,43 u zrn kremeňa v homogénne zvrstvených drobových pieskovcoch.

V jemnozrnných pieskovcoch miestami nachádzame konkrécie pelosideritov tvaru rotačného splošteného elipsoidu, často o osi dlhej až 10 cm. Konkrécie sú veľmi pevné, žltohrdzavej farby, charakteristické pre tzv. „sférosideritové vrstvy“ albu, odkiaľ sa spomínajú hlavne zo slieňov (A n d r u s o v 1945; A n d r u s o v — S c h e i b n e r 1960).

Ílovce v študovanom kameňolome tvoria lavice iba niekoľko cm hrubé, takže pomer pieskovcov a ílovcov je 13 : 1. Tento pomer sa miestami často mení, ale vcelku vždy majú prevahu pieskovce nad ílovcami. Iba výnimočne nachádzame aj 1–2 m polohy ílovcov a slieňovcov; zvyčajne však tvoria iba vložky medzi lavicami pieskovcov o nepatrnej mocnosti (5–25 cm).

Sliene sú modrosivé, pri zvetrávaní žlté, často s veľkým obsahom rastlinnej sečky. Obsah CaCO₃ v ílovcach je 3,7–6 %; ílovce bývajú znečistené piesčitou prímiesou, hlavne kremeňom a muskovitom, ktoré vytvárajú v hornine šošovkovité zhluky, rozplývajúce sa do okolnej hmoty. Limonitový pigment je dosť častý.

Zlepencový vývoj nebolo možné zatiaľ v tomto území oddeliť od flyšovej fácie. Preto nemožno s istotou stanoviť vertikálnu postupnosť sedimentácie v albe. Ale i z nepočetných meraní úložných pomerov možno usúdiť, že konglomeráty, resp. mikrokonglomeráty tvoria vložky až vo vrchnej časti flyšového vývoja, alebo predstavujú jeho nadložie. V prvom prípade by išlo o interformačné konglomeráty. Mikrokonglomeráty miestami pozvoľne prechádzajú do hrubo až strednozrnných pieskovcov, avšak najjemnejšiu frakciu — ílovce — v tejto postupnosti nikdy

nepozorujeme. Valúny nebývajú obyčajne väčšie ako 2 cm (v priemere 0,5 cm). Sú veľmi dobre opracované a zaoblené, čo svedčí o ich dlhšom transporte.

Petrografické zloženie je pestré; nachádzame tu valúny kremeňa, kremence, rohovce, radiolarity, báziká a vápence, najmä však hojné valúny z kryštalinika a z chloriticko-sericitických fylitov. Tmel mikrokonglomerátov je piesčitý s karbonátovým cementom. V piesčitom tmele nachádzame kremeň, muskovit, chlorit, turmalín a zriedkavo aj oligoklas. Už po kratšom zvetrávaní sú konglomeráty nesúdržné a rozpadavé, čo je pravdepodobne následkom vyluhovania karbonátového cementu.

*

Alb manínskej série je v študovanom území prevažne hruboklastický, bez hojných výskytov čistých ílovcov. Podľa určenej fauny môžeme ho zaradiť do druhého pásma albu s *Leymeriella tardefurcata* L e y m.; nie je však vylúčené, že pri podrobnejšom skúmaní flyšového komplexu sa podarí nájsť aj faunu z vyšších pásiem albu, prípadne až cenomanu. Vo flyšových útvaroch sa v poslednej dobe s úspechom riešia paleogeografické problémy meraním sedimentárnych textúr. Tieto mechanické stopy poukazujú na smer prúdenia v panve od znosovej oblasti. Keďže v albe manínskej série vystupujú hojné sedimenty flyšového charakteru, bolo by potrebné merať tieto textúrne znaky v celej oblasti výskytu. Iba veľké množstvo meraní v širších územiach umožní objasniť otázku o pôvode materiálu, resp. o znosových oblastiach a o konfigurácii pevnín a morí v albe.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1927: Předběžná zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pasmu bradlovém na Slovensku. Věstník SGÚ III, Praha. — [2] Andrusov D., 1929: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat IV. Útěsově pásmo v Pieninách. Věstník SGÚ V, Praha. — [3] Andrusov D., 1930: Stratigrafické rozdělení bradlového obalu. Věstník SGÚ VI, Praha. — [4] Andrusov D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech I—II. Rozpravy SGÚ VI, Praha. — [5] Andrusov D., 1931: Poznámky k stratigrafii a paleontologii liasu centrálněkarpatských příkrovů. Věstník SGÚ VII, Praha. — [6] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitř. bradlového pásma v Záp. Karpatech III—Tektonika. Rozpravy SGÚ IX, Praha. — [7] Andrusov D., 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch Práce ŠGÚ, Zošit 13, Bratislava. — [8] Andrusov D. — Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. Geol. sborník XII/2, Bratislava. — [9] Began A. — Salaj J., 1960: Mikrofauna pásma s *Leymeriella tardefurcata* Leym. bradlového pásma S od Nového Mesta. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [10] Birkenmajer K., 1957: Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. Geol. sborník VIII/1, Bratislava. — [11] Birkenmajer K., 1957: Sedimentary charakte-

ristics of the Flysch — Alenian in the Klippen Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc. III. V/4, Warszawa. — [12] Birkenmajer K., 1958: Orientowane hieroglify splywowe we fliszu karpackim i ich stosunek do hieroglifow pradowych i wleczeniowych. Acta Geol. Pol. Vol. VIII/1—4, Warszawa. — [13] Gross P., 1959: Príspevok k biostratigrafii a litológii vnútorného bradlového pásma na strednom Považí. Rukopis; Archív Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava. — [14] Pettijohn F. J., 1956: Sedimentary Rocks, New York. — [15] Shrock R., 1948: Sequence in layered rock. Mc. Graw — Hill Book comp. New—York. — [16] Scheibner E., 1958: O výskyte tzv. „globigerinovo-radioláriových“ vrstiev v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma Záp. Karpát. Geol. sborník IX/2, Bratislava. — [17] Scheibner E., 1958: Príspevok k biostratigrafii a litológii vnútorného bradlového pásma na strednom Považí. Rukopis; archív Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava. — [18] Scheibnerovci E. a V., 1958: Kysucké a snežické vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. Geol. sborník IX/2, Bratislava. — [19] Uhlig V., 1903: Bau und Bild Österreichs, Wien—Leipzig.

PAVEL GROSS

ZUR STRATIGRAPHIE UND LITHOLOGIE DES ALB IN DER KLIPPENZE ZWISCHEN BOŠÁCA UND MORAVSKÉ LIESKOVÉ

Die Klippenzone NW von Nové Mesto nad Váhom zwischen den Bächen Bošáčka und Klá-nečnica ist durch folgende Einheiten gebaut: die Kysuca-Serie (Untertrias bis Unterturon), die Czorsztyn-Serie (Bajos-Bath). Die Manín-Serie ist wahrscheinlich durch Sedimente des Alb vertreten, die in diesem Artikel besprochen werden.

In NW ist die Klippenzone mit dem Paläogen der Magura-Entwicklung im Kontakt, in SO hat sie einen tektonischen Kontakt mit dem Lias der Krížna-Einheit.

Im Alb der Manín-Serie können wir eine Flysch- und eine Mikrokonglomerat-Entwicklung unterscheiden. In der Flysch-Entwicklung wechseln homogene und geschichtete Sandsteine mit Mergeln bis Tonen, in welchen Ammonit-Abdrücke der Art *Leymeriella tardefurcata* Leym. und agglutinierte Mikrofaunen des Alb gefunden wurden. Mikrokonglomerate (Dimensionen bis etwa 2 cm im Durchschnitt) sind aus buntem Material der Klippeneinheiten und der exotischen Gesteine zusammengesetzt.

Mechanische Spuren in den Sandsteinen weisen auf zwei Richtungen der Materialzufuhr hin, und zwar von Norden nach Süden und von Osten nach Westen. Die bisher durchgeführten Messungen erlauben uns nicht das Abtragungsgebiet näher zu lokalisieren. Diesbezüglich muss man in der Zukunft allen Aufschlüssen des Alb Aufmerksamkeit widmen, um dadurch auch paläogeographische Schlüsse ziehen und Transportrichtungen bestimmen zu können.

VÁCLAV PESL—EVA HANZLÍKOVÁ

VÝVOJ SOLÁŇSKÝCH VRSTEV V MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYDECH

Předkládaná práce se zabývá litologickou charakteristikou a biofaciálním rázem soláňských vrstev v oblasti Moravskoslezských Beskyd, studovaných ve dvou profilech na čele magurského příkrovu. Profil j. od Bílé zachycuje vrstvy v horní části potoka Smradlava a v jeho východnější větvi, pramenící pod k. 879,7. Východnější profil j. od Jablunkova zastihl vrstvy v obou větvích potoka Lísky, stékajících po s. úbočí Studeničného (716,9); dále na j. úbočí Girové (839,7) a prameně severojižní větvi potoka Markov.

Cílem práce je zpřesnění dosavadních znalostí o vývoji soláňských vrstev čelní části račanské jednotky v oblasti Moravskoslezských Beskyd. Oba studované profily zcela jednoznačně ukazují, že je možno soláňské vrstvy rozčlenit na několik celků litologicky odlišných, vcelku ve shodě s dělením, ke kterému se dospělo v západněji položené oblasti Hostýnských vrchů.

Vyslovujeme zde díky dr. E. Menčíkovi za pomoc při terénním výzkumu.

Profil potokem Smradlava

V blízkosti k. 626,7 vystupuje v tektonickém nadloží menilitových vrstev předmagurské série (E. Hanzlíková—E. Menčík—V. Pesl 1962) úzký, silně drcený pruh, nasvědčující tomu, že tam jde o význačnou tektonickou linii — o *magurské nasunutí*.

Na složení této tektonické zóny se podílejí vrstvy různého stáří, jejichž přesná stratigrafická pozice je mnohdy problematická vzhledem k složitým tektonickým poměrům.

Zjišťujeme tam:

1. Šedé, jemně písčité, silně rozklouzané slínovce s kalcitovými žilkami, místy doprovázené čočkovitě vyvinutými 10—15 cm silnými šedými, jemnozrnnými, vápnitými pískovci, na odlučných plochách jemně slídnatými, tmavošedě laminovanými.

Ve vzorku Makov 7a byla určena mikrofauna:

<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	5	<i>Operculina</i> sp.	1
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrošféra	2	<i>Gaudryina laevigata</i> Franke	1
<i>Thalmannammina</i> div. spec.	2	<i>Spiroplectammina</i> ex gr. <i>variata</i> Vasi-	
<i>Marssonella oxycona</i> (Reuss)	1	lenko	1
<i>Marssonella</i> ex gr. <i>indentata</i> Cushman	1	<i>Eponides bollii</i> Cushman et Renz	1
<i>Ramulina aculeata</i> d'Orb.	1	<i>Reophax trinitatis</i> (Cushman et	
<i>Palmula jarvisi</i> (Cushman)	1	Renz)	1*

Asociace je velmi monotonní, ovlivněná silně flyšovým typem sedimentace. Většina druhů je zastoupena pouze jedním exemplářem. Vzhledem k výskytu 2 exemplářů palmul možno soudit na příbuznost se svrchní křídou i s bazálním biostratigrafickým pásmem danu předmagurské jednotky. Popisovaný vápnitý i aglutinovaný bentos ve většině karpatských sedimentů přechází z křídly do danu. Rovněž hormosiny se vyskytují ve formě s dlouhým krčkem, která bývá obvyklá v asociacích s globotrunkanami. Z kalciflagellat byla nalezena velmi ojedinělá discoasterida. Z celkového charakteru asociace lze soudit, že jde nejspíše o vyšší členy maastrichtu až dan.

2. Spolu s předchozími vrstvami jsou přítomny i světlezelené jílovce silně rozklouzané, patříci podle mikrofauny nejspíše bázi paleocénu (vz. Makov — 7b).

<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb., hladko-		<i>Globigerina</i> ex gr. <i>daubjergensis</i>	
stěnná f.	5	Bronnimann	1
<i>Thalmannammina subturbinata</i> (Grzyb.)	2	<i>Gaudryina</i> sp.	1
<i>Saccamina placenta</i> Grzyb.	2	<i>Trochamminoides velascoensis</i> (White)	1
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i>		<i>Haplophragmoides tenuis</i> Cushman .	1
(Grzyb.)	1	<i>Radiolaria</i>	1
<i>Trochammina advena</i> C.	1	<i>Calciflagellata</i> — <i>Rhabdolithy</i> — vzácné	

3. V tektonickém styku s předchozími jsou modrošedé, středně až hrubě zrnité pískovce vápnité, arkosové, přecházející do neostře vyhraněných, středně až hrubě zrnitých slepenců s valouny 2—15 cm vápenců bělošedých, slabě nazelenalých, nebo šedých světlešedě proužkovaných celistvých, dále zelených chloritických žul, zelených stlačených porfyrů. V blízkosti slepenců se objevuje tektonický (?) útržek zelenošedých laminovaných a šedých pevných jílovců ve střídaní v prouzcích 5—10 cm.

4. Dále se zde vyskytují tmavošedé až černošedé jílovce místy slabě slítnité, obsahující konkréční bochníky šedých až tmavošedých jílovců slabě slítnitých (30×100 cm). V mikrofauně (vz. Makov — 7d) byly prokázány pouze ojedinělé diskoidní *radiolarie* paleocenního typu.

Soláňské vrstvy

Na výše uvedený, silně tektonicky pohmožděný pruh navazují směrem k J v profilu potoka Smradlava, v čele magurského příkrovu soláňské vrstvy. Dosahují celkové mocnosti 1100 m. V jejich stratigrafickém sledu lze rozlišit 5 litologicky výrazných celků.

1. *Jílovco-pískovcové vrstvy*: V blízkosti k. 626,7 vystupují v nezřetelných polovýchozech stopy rudohnědých jílovců. Na ně směrem k J navazuje výrazné

* 1 = 1 až 3 exemplářů; 2 = 4—6 ex.; 3 = 7—10 ex.; 4 = do 15 ex.; 5 = nad 15 exemplářů.

drobně rytmičky flyšové souvrství s převahou pelitů nad pískovci (obecně 3 : 1) o mocnosti asi 150 m. Sledujeme je až k sev. okraji vodní nádrže.

V podstatě jde o střídání tmavošedých (2—10 cm, vzácně 20—50 cm) až černošedých jílovců se světlešedozelenými (zelenými) jílovcí (0,5—6 cm) ve vzájemném poměru 4—5 : 1. Ve spodní části komplexu jsou podřadné proužky (2—5, výjimečně až 40 cm) rudohnědých jílovců spolu s převažujícími šedozelenými, světlezelenými a tmavošedými jílovcí.

Z psamitických vložek jsou nejčastější pískovce šedé, modrošedé, jemnozrné, případně aleuritické, většinou křemitovápnné, tmavošedě paralelně (ojediněle vlnitě) laminované, břidličnatě dělitelné, v lávkách o síle 1—25 cm. Méně časté jsou siltovce těchto texturních vlastností. V silnějších lávkách (20—50 cm) sporadicky se objevujících jsou pískovce masivní houževnaté. Vcelku vzácně přistupují i lávky (2—25 cm) zelenošedých, jemnozrných, křemitovápnných (křemitých) pískovců jemně glaukonitických, ojediněle skelných. Ve dvou lavicích v síle 200 cm zjištěny: šedý, středně zrnitý vápnný pískovec houževnatý a nevápnný drobně arkosový.

V pěti mikropaleontologicky zkoumaných vzorcích byla určena mikrofauna:

Makov:	7f	8a	10a	11a	11b
<i>Dendrophrya</i> ex gr. <i>excelsa</i> Grzyb.	5	5		1	1
<i>Hormosina</i> cf. <i>ovulum</i> (Grzyb.)			4		
<i>Thalmannammina</i> juv. stadia	3	1		1	
<i>Thalmannammina</i> <i>subturbinata</i> (Grzyb.)		2			
<i>Thalmannammina</i> <i>walteri</i> (Grzyb.)	1	1	1		
<i>Plectina</i> div. spec.	2				
<i>Plectina</i> aff. <i>jankoi</i> (Majzon)	1				
<i>Plectina</i> <i>chapmani</i> Cushman	1				
<i>Ammodiscus</i> <i>hoernesii</i> (Karrer)	1		1		
<i>Glomospira</i> <i>charoides</i> (J. & P.)	2	1		1	
<i>Hyperammina</i> <i>elongata</i> Brady		1			
<i>Saccammina</i> cf. <i>placenta</i> Grzyb., drobná f.		1			
<i>Haplophragmoides</i> div. spec.					1
* <i>Dorothia</i> cf. <i>filiformis</i> (Berthelin)		1			
* <i>Plectorecurvoides</i> ex gr. <i>alternans</i> Noth.			2		1
* <i>Plectorecurvoides</i> sp. nov.			2		1
* <i>Plectorecurvoides</i> sp. juv.				1	
* <i>Nodophthalmidium</i> sp.			2		
* <i>Haplophragmoides</i> ex gr. <i>nonioninoides</i> (Reuss)			1		
* <i>Haplophragmoides</i> <i>imperfectus</i> Hanzlíková					1
* <i>Haplophragmoides</i> ex gr. <i>crickmayi</i> Stelck & Wall				1	
* <i>Bathysiphon</i> <i>brosgei</i> Tappan					1
<i>Radiolaria</i> — <i>Discoidea</i>	1	1	1	3	1
<i>Kalciflagellata</i>	—	—	—	—	—
Rybí zoubek			1		

* redeposite

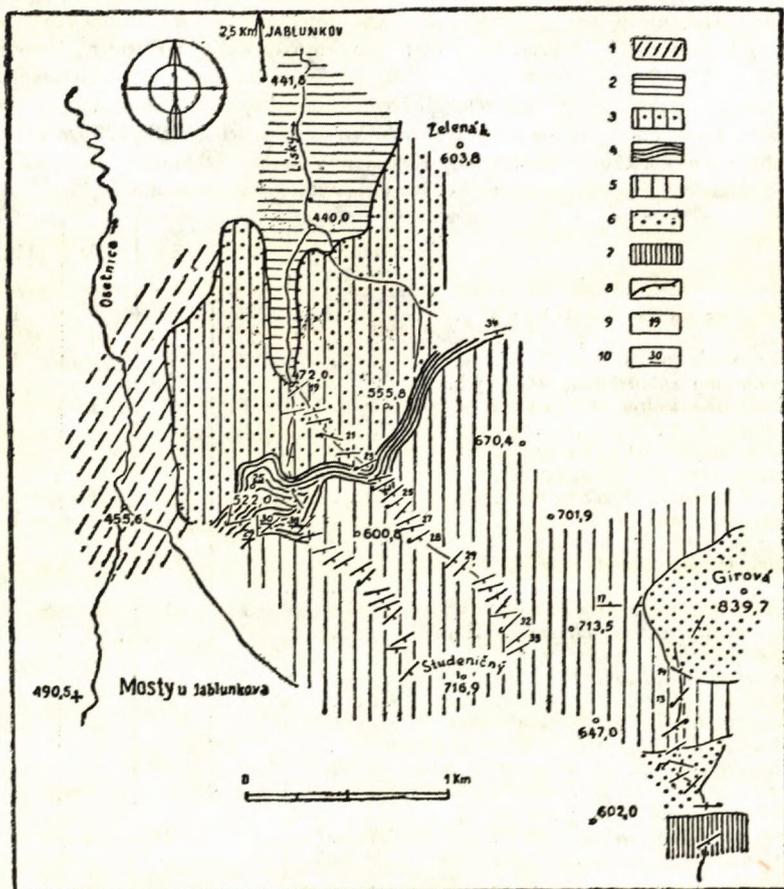
K jednotlivým mikrofaunistickým rozborům vzorků lze uvést následující:

Makov — 7f: monotonní, stratigraficky nevýrazná dendrophryová asociace s četnými thalmannamminami, vzácně doprovázená radiolariemi (*Discoidea*) paleocenního typu a primitivními verneuilinidními foraminiferami, nejspíše plectinami. Fauna je frakcionovaně utříděna a je především vyjádřením flyšové sedimentace. Stratigraficky je asociace obtížně interpretovatelná, již z toho, že se značně podobá některým vývojem svrchních částí godulských vrstev. Proti dosavad-

ním paleocenním asociacím se zde vyskytuje drobná forma *Plectina* aff. *jankoi* (M a j z o n), kterou z godulských vrstev polského území uvádějí Nowak, Sikora, Žytko. Typický druh se u nás uvádí na rozhraní paleocénu až spodního eocénu.

Makov — 8a: Kvalitativně podobná asociace předchozímu vzorku obohacená o větší počet radiolarií. Vzácně se vyskytuje i drobná forma druhu *Saccamina* cf. *placenta* Grzyb., obvyklá ve spodních částech spodního eocénu. Společenstvo vyjadřuje spíše flyšový typ sedimentace a je obtížné je stratigraficky zařadit.

Náčrt geologických poměrů.



1. krosněnské vrstvy slezské jednotky; 2. předmagurská série (svrchní křída — svrchní eocén); *magurská série*: 3. pískovco-jílovcové vrstvy („biotitové“); 4. pestré jílovcové vrstvy; 5. jílovcopískovcové vrstvy („biotitové“); 6. pískovcové vrstvy („arkosové“); 7. belovežské vrstvy; 8. magurské nasunutí; 9. odběry mikropaleontologických vzorků (list Jablunkov 1:25.000); 10. odběry mikropaleontologických vzorků (list Jablunkov 5—8; 1:5.000). Podle nejvyšších výzkumů E. Menčíka a V. Pesla tvoří k. 603,8 (Zelená hora) arkosové pískovce a slepence. Jejich příslušnost k magurskému flyši je problematická. Jsou nejspíše součástí předmagurské série.

Makov — 10a: početně bohatá, ale monotonní asociace. Fauna odpovídá pelitické sedimentaci, která bývá obvyklá v některých flyšových komplexech (např. v godulských vrstvách). Vyznačuje silnou redeposicí forem flyšového alb-cenomanu.

Makov — 11a: chudá asociace discoideí spíše bašského typu.

Makov — 11b: kvalitativně identická fauna se vz. Makov — 10a, avšak poněkud chudší. Společenstvo vykazuje redeposicí faun alb-cenomanu godulských vrstev nebo tmavého flyšového alb-cenomanu. Průkazně paleogenní prvky chybějí.

Stratigraficky řadíme jílovco-pískovcové vrstvy k paleocénu, s ohledem na stratigrafický sled vrstev zjištěný na potoku Smradlava, i když mikrofauna nepřinesla bezpečná kritéria pro přesnější stratifikaci. Redepozice alb-cenomanské fauny (biofaciálně příbuzné s godulským, či flyšovým pieninským typem) i určitý stupeň frakcionovanosti autochtonní fauny dendrophryí a redepozice jury v některých polohách (vz. Makov — 7e) svědčí o tom, že jílovco-pískovcové vrstvy představují bazální členy paleogénu račanské série.

2. *Pestré jílovcové vrstvy* sledujeme ve Smradlavě v úseku mezi k. 646,3 až 100 m s. od k. 709,0. Jejich celková mocnost je asi 100 m. Lze v nich vymezit komplex s rudohnědými jílovci a komplex bez nich (v střední části profilu).

V nejspodnější (severní) části vystupují rudohnědé jílovce a světlezelené a šedozelené jílovce někdy výrazně proužkovitě se střídající (3–7 cm), prokládané ojedinělými tenkými lávkami (až 15 cm) šedých, nebo modrošedých, křemitovápničitých siltovců a aleuritických tmavozelených křemitovápničitých pískovců, ostrohranně kostkovitě rozpadavých. Ojediněle se objevují až 150 cm silné světlemodrošedé, středně zrnité, drobně arkosové pískovce slabě vápnité. Velmi vzácně přistupují lavice 80–100 cm modrošedých, hrubozrnných vápnitých pískovců s drobnými valounky světlešedých vápenců.

Mikrofauna ze vzorků Makov — 13, 14 ukazuje nejspíše na paleocén.

Střední úsek studovaného profilu postrádá rudohnědé jílovce. Jde v podstatě o šedozelené jílovce a slínité jílovce (písčitéjší), občas i tmavošedé až černošedé jílovce, střídající se s proužky světlezelených jílovců v odstupech 10–15 cm. Někdy jsou černošedé jílovce slínité. Sporadicky v nich vystupují jílovité siltovce v lávkách do 15 cm. Mikrofaunisticky byly tyto vrstvy sterilní (vz. Makov — 15a), případně se ve výplavu vyskytly pouze *Discoidea* (vz. Makov — 15c) bez stratigrafické průkaznosti a hodnoty.

V nejjižnější části profilu vystupují opět vrstvy s rudohnědými jílovci. Jde o rychlé střídání rudohnědých a světlezelených jílovců v prouzcích 1–5 cm (ale i 10–30 cm) v poměru blízkém 1 : 1. K tomu přistupují i černošedé jílovce. Zelenavé jílovce jsou občas i drobně tmavošedě skvrnité. V nejvyšší části se objevují i světle šedozelené slínité jílovce a rudohnědé slínovce (proužky 1 až 20 cm). Ojediněle pozorujeme i přítomnost jílovcových pelosideritů (do 5 cm).

Z psamitických vložek jsou zastoupeny šedé i nazelenalé jílovité (méně křemitovápničné a křemité) siltovce, většinou vlasově tence paralelně laminované a břidličnatě dělitelné v proměnlivém zastoupení. Síla lávek se pohybuje od

4–40 cm. Méně jsou přítomny i šedé jemnozrné vápnité pískovce v síle 5 až 20 cm, ojediněle až středně zrnité (u lávek v síle 10–30 cm).

Paleocenní stáří pestrých jílovcových vrstev odvozujeme ze superposice a mikrofauny.

Makov:	13	14	16a	17b	17c
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	1	5	5		1
<i>Dendrophrya</i> ex gr. <i>robusta</i> Grzyb.				5	
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrosféra	1	1	2		1
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), megalosféra				2	
<i>Rzehakina</i> ex gr. <i>minima</i> (Cushman & Renz)		1			
<i>Plectina jankoi</i> (Majzon)			2		
<i>Plectina</i> aff. <i>jankoi</i> (Majzon)	2	1			
<i>Plectina coniformis</i> (Grzyb.)		3		1	
<i>Thalmannammina nucleolus</i> (Grzyb.)	5	1	1		1
<i>Thalmannammina subturbinata</i> (Grzyb.)	4	4	2		
<i>Thalmannammina</i> sp. juv.	2	2		2	1
<i>Glomospira</i> ex gr. <i>charoides</i> (J. & P.)	2	1	1		
<i>Glomospira serpens</i> (Grzyb.)			1	1	1
<i>Glomospira glomerata</i> (Grzyb.)		1			
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)			1	1	
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)		1	1	1	1
<i>Trochamminoides subcoronatus</i> (Grzyb.)		2			
<i>Trochamminoides</i> sp.		2	1	1	1
<i>Reophax trinitatis</i> (Cushman & Renz)		1		1	
<i>Plectina fallax</i> (Grzyb.)		4	1	1	
<i>Ammodiscus hoernesi</i> (Karrer)		1	3	1	1
<i>Kalamopsis grzybowskii</i> (Dylaž.)		1			1
<i>Haplophragmoides</i> sp.					1
<i>Saccamina</i> sp., drobná f.			1	1	1
<i>Discoidea</i>	1	2		1	
<i>Kalciflagellata</i>					
Rybí zoubky	3			1	1

3. *Pískovcovo-jílovcové vrstvy*. V celkem ostré a výrazné hranici nasedá na pestré jílovcové paleocenní vrstvy komplex o mocnosti asi 500 m, sledovatelný v profilu od k. 709,0 až 350 m jz. od k. 881,3 (Korytovo). Význačným rysem souvrství je přítomnost hrubě lavicovitých pískovců, nejčastěji v mocnosti 40 až 200 cm (vzácněji silnějších). Jsou převážně šedé (méně modrošedé) a středně zrnité až hrubozrné, arkosové, nevápnité. Vzácně jsou i vtroušeně slídnaté (muskovit), případně dvojslídné (muskovit, biotit), či jemně glaukonitické. Ojediněle zjišťujeme v lavicích gradačně zvrstvení s bazí drobně slepencovou a hrubě písčitou, s přechodem do jemné zrnitosti. Pískovce vykazují většinou zaoblené balvanité ovětrání a nedokonalou vrstevnatost. Jen svrchní části gradačně zvrstvených lavic vykazují paralelní laminaci a tence destičkovitou dělitelnost. Vložky drobnozrných slepenců jsou vzácné (–50 cm).

V místech silného nahloučení hrubě lavicovitých pískovců někdy do poloh až 5 i více metrů mocných jsou břidličné pískovce jemně až středně zrnité, vápnité,

v lavicích 10–20 cm; jinak jsou oddělovány vložkami 10–30 cm šedozelených, světlezelených, šedých, a zelenošedých jílovců. V případě větší mocnosti břidličné polohy (50–200 cm) pozorujeme v nich rychlé drobné rytmické střídání s lávkami 3–10 cm (ojediněle až 60 cm) šedých až modrošedých, jemnozrnných pískovců a vzácně i jílovcových pelosideritů (5–15 cm).

Na základě mikrobiostratigrafického rozboru náleží souvrství paleocénu.

Makov:	19a	20a	33a	33b
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb. (paleoc. f.)	5	1	1	2
<i>Dendrophrya ex gr. robusta</i> Grzyb.	2	2	2	2
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), drobná f.		2		
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), velká f.	2			
<i>Hormosina excelsa</i> (Dylaž.)		1		
<i>Plectina coniformis</i> (Grzyb.)	1			
<i>Plectina</i> div. spec.		1		
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	1	2	2	
<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaessner	2	1	1	1
<i>Trochamminoides velascoensis</i> (Cushman)	2	1		
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)	1			
<i>Thalmanamina</i> div. spec.		2		
<i>Thalmanamina</i> sp. ind.	2			
<i>Thalmanamina ex gr. subtrubinata</i> (Grzyb.)			1	1
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)	1			
<i>Reophax trinitatensis</i> (Cushman & Renz)	1			
<i>Ammodiscus ex gr. hoernesii</i> (Karrer)	1			
Pyritová jádra foraminifer				4
<i>Discoidea</i>	1	2	1	

Stratigraficky nejnižší je vzorek Makov — 19a, ze střední části pochází vz. Makov — 20a, z nejvyšší části vz. Makov — 33a, 33b.

4. Jílovcovo-pískovcové vrstvy navazují plynule na předchozí vrstevní komplex.

Souvrství je asi 150 m mocné.

Jsou to tmavošedé jílovce, střídající se proužkovitě (v poměru 1 : 1 až 2 : 1) se světlešedozelenými, tmavošedě skvrnitými a jemně písčitymi jílovci, jindy se zelenošedými, případně světlezelenými jílovci. V podřadných vložkách se v souvrství objevují lávky 3–10 cm modrošedých, aleuritických, křemitovápničných (případně křemitých) pískovců ostrohranně kostkovitě rozpadavých. Ojediněle přistupují silnější lavice (15–50 cm) modrošedých pískovců jemnozrnných vápnitých, tmavošedě paralelně laminovaných a tence deštičkovitě dělitelných.

Paleocenní stáří těchto vrstev dokládají mikrofaunistická společenstva s *Hormosina ovulum* a *Hormosina excelsa*.

Asociace vzorku Makov — 34a je bohatá, identická se vzorkem 34b. Ve společenstvu jsou význačné zejména *Hormosina excelsa* a *H. ovulum* v mikrosférické formě, jakož i ojedinělé radiolárie paleocenního typu. V západní části čela magurského příkrovu byly tyto fauny řazeny ke spodnějším členům paleocénu. Jejich geologická pozice ve studovaném profilu však dokládá,

že mohou být zastoupeny i ve vyšších částech paleocénu. Opakování těchto faun ve vyšších členech profilu paleocénu je nejspíše způsobeno shodnými ekologickými i litofaciálními podmínkami, které zhruba odpovídají typu soláňské sedimentace.

	Makov:	34a	34b
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb., paleoc. f.		5	5
<i>Hormosina excelsa</i> (Dylaž)		1	1
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrosféra		1	2
<i>Ammodiscus hoernesii</i> (Karrer)		2	1
<i>Trochamminoides velascoensis</i> (White)		2	1
<i>Saccammina placenta</i> (Grzyb.) velká f.		2	1
<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaessner		2	1
<i>Saccammina</i> sp.		1	1
<i>Kalamopsis grzybowskii</i> (Dylaž)			1
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)		1	1
<i>Glomospira charoides</i> (J. & P.)		1	1
<i>Reophax trinitatensis</i> (Cushman & Renz)		1	1
<i>Radiolarie</i>		1	

5. *Pískovcové vrstvy*, představující nejvyšší komplex paleocenních soláňských vrstev v přímém podloží vrstev belovežských, neposkytly vhodné odkryvy pro detailní popis. Jejich rozsah je však dán hojným výskytem balvanitě ovětrávajících hrubších arkosových pískovců a výraznou morfologií hřbetu s kótami 885,0 — 879,7 — 818,1. Jejich mocnost lze vcelku s velkou pravděpodobností stanovit na 200 m.

Profil Lísky — Girová — Markov

V tektonickém podloží čelní části magurského příkrovu vystupují na potoce Lísky, mezi k. 440,0 a 472,9 svrchnokřídové až svrchnoeocenní vrstvy, které náležejí před magurské jednotce. Vlastní čelo magurského příkrovu tvoří vrstvy soláňské, které obdobně jako v předešlém profilu lze rozdělit na několik vyhraněných komplexů, při celkové mocnosti 1300 m.

1. *Vrstvy pískovco-jílovcové*. V nadloží menilitových vrstev předmagurské série spočívá pískovco-jílovcový komplex se silně podrcenými pískovci, zejména na styku s menility. Vrstvy jsou detailně zvrásněné a jejich mocnost odhadujeme na 200 m. Byly zastíženy v severní blízkosti k. 472,9 a dále k J v obou větvích potoka Lísky.

Jde především o šedé nebo modrošedé (žlutošedé, žlutohnědé), vzácněji i zelenošedé hrubozrnné pískovce slaběji vápnité i nevápnité, arkosové, jen ojediněle drobně slepencové s většími valounky živeců, v lavičích od 30 do 200 cm. Jejich velmi výrazným znakem je obsah biotitu. Ojedinělé jsou pískovce středně zrnité, případně jemnozrnné, modrošedé, křemitovápnnité, houževnaté, ostrohranně kostkovitě se rozpadávající, při síle lávek do 20 cm.

V pelitické, nedokonale odkryté složce byly zjištěny šedé, tmavošedé až černo-

šedé, šupinkaté a střípkovité jílovce s proužky jílovců šedozelených. Velmi vzácné jsou zelené jílovce, případně modravěšedé, zelenavě smouhované jily.

Paleocenní stáří vrstev dokládají bohatá, avšak monotonní společenstva aglutinovaných bentosních foraminifer.

	Jablunkov:	19	21a	23b
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrosféra		5		
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), makrosféra			5	5
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.		5	5	5
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.				5
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)			2	1
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)			2	
<i>Reophax trinitatensis</i> (Cushman & Renz)			2	
<i>Lituotuba</i> sp.			2	
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)			1	
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)			1	1
<i>Bathysiphon</i> sp.			1	
<i>Kalamopsis grzybowskii</i> (Dylaž.)				1
<i>Glomospira glomerata</i> (Grzyb.)		1		
<i>Plectina</i> sp.		1		
<i>Discoidea</i>		2	2	2

Uvedená společenstva jsou charakterisována dendrophryo-hormosinovou složkou, která dále ve spojení s diskoidními radiolariemi představuje typické paleocenní společenstvo, význačné pro soláňské vrstvy račanské jednotky.

2. *Pestré jílovcové vrstvy* vystupují sz. i sv. od k. 600,8 v obou větvích potoka Lísky, dále západněji v okolí k. 522,0 a východněji v lesní cestě v sedle mezi k. 670,4 a 603,8 (Zelená h.). Charakterem sedimentace jde v podstatě o drobně rytmický flyšový vývoj s převahou pelitů a s výrazným pestrým, barevným střídáním v pelitické složce.

Jílovce jsou nejčastěji rudohnědé, šedozelené a zelené, podřadněji olivově, světle- a žlutozelené, méně šedé (i tmavě) a zelenošedé. Ojedinelá je i tmavošedá skvrnitost u jílovců zelených, šedozelených a šedých. Velmi podřadně proužky tvoří i slínovce šedé, žlutozelené, světlezelené. Zelené jílovce jsou někdy tvrdší, lávkovitě vrstvené, jindy měkké. Pelity tvoří vložky od 2 cm do poloh až 100 cm bez zrnitostně odlišných vložek.

Pelity se střídají s tenkými 2–5 cm silnými modrošedými aleuritickými vápnitými pískovci, vzácněji i jemně slídnatými na odlučných plochách, případně i vlnitě laminovanými a deskovitě dělitelnými. Rozpad pískovců je převážně ostrohranně kostkovitý. Nepříliš hojné jsou lávky šedých (zelenošedých) siltovců (2–10 cm) a jílovcových pelosideritů (2–8 cm, vzácně až 20 cm).

V nejsvrchnějších částech vrstev se objevují ojedinelé tenké lávky (10–35 cm), vzácně i lavice 100–150 cm šedých, středně až jemně zrnitých vápnitých pískovců arkosových, biotitických.

Mocnost pestrých jílovcových vrstev je asi 100 m.

Mikrofaunistická společenstva tvoří monotenní, individuálně v některých případech bohatá společenstva s význačnými prvky paleocénu, biofaciálně patřících k soláňskému vývoji račanské jednotky. Jde tu především o složku dendrophryo-hormosinovou, někdy s planktonem — diskoidními radiolariemi.

	Jablukov 5—8:	25a	38	29	30
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	5	5	1	5	5
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	1		5		
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrosféra	5	4			2
<i>Saccammina placenta</i> Grzyb.	1				3
<i>Ammodiscus hoernesii</i> (Karrer)	2		1		
<i>Glomospira charoides</i> (J. & P.)	1				
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)	1		1		1
<i>Glomospira serpens</i> (Grzyb.)			1		
<i>Nodellum velascoense</i> ex gr. (Cushman)	1		1		
<i>Trochamminoides</i> sp.	1				
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)			1		
<i>Trochamminoides</i> ex gr. <i>velascoensis</i> (Cushman)					1
<i>Plectina</i> sp.	1			1	
<i>Globigerina</i> ex gr. <i>daubjergensis</i> Bronnimann			1	1	
<i>Reophax trinitatensis</i> (Cushman & Renz)	1			5	
<i>Thalmannammina subturbinata</i> (Grzyb.)				2	
<i>Heterostomella rara</i> Subbotina				1	
<i>Kalamopsis grzybowskii</i> (Dylaž.)					1
<i>Psammosiphonella annulata</i> (Grzyb.)					1
<i>Rzehakina inclusa</i> (Grzyb.)					1
<i>Discoidea</i>	1	1	1		3

Bohaté, kvalitativně velmi pestré společenstvo vykazuje vzorek Jablunkov — 34. Pochází ze stejného pruhu pestrých jílovců ze sedla j. od Zelené (603,8). Považujeme jej za paleocén, i když bohatým zastoupením goesell by naznačoval blízké vztahy k maastrichtu, případně i danu předmagurské série. Tuto složku pokládáme tudíž za redeponovanou.

<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	5	<i>Haplophragmoides excavatus</i> Cushman	
<i>Thalmannammina subturbinata</i> (Grzyb.)	5	& Waters	1
<i>Thalmannammina nucleolus</i> (Grzyb.)	2	<i>Nodellum velascoense</i> (Cushman)	2
* <i>Goesella</i> aff. <i>rugulosa</i> Cushman, juv. stadium	5	<i>Trochamminoides subcoronatus</i> (Grzyb.)	2
* <i>Goesella</i> aff. <i>rugulosa</i> Cushman, dospělé formy	1	<i>Trochamminoides velascoensis</i> (White)	1
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), megalosféra	2	<i>Conotrochammina acervulinoides</i> (Grzyb.)	1
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.) mikrosféra	1	<i>Lituotuba incerta</i> Franke	1
<i>Ammodiscus hoernesii</i> (Karrer)	2	<i>Rzehakina complanata</i> (Dylaž.)	1
<i>Ammodiscus polygyrus</i> (Reuss)	2	* <i>Marsonella</i> ex gr. <i>indentata</i> (Cushman & Jarvis)	1
<i>Glomospira charoides</i> (J. & P.)	2	<i>Plectina chapmani</i> (Franke)	1
<i>Glomospira glomeratoformis</i> (Grzyb.)	1	<i>Plectina tenuis</i> (Grzyb.)	1
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)	1	<i>Trochammina</i> ex gr. <i>globigeriniformis</i> (J. & P.)	1
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)	2	a další druhy	

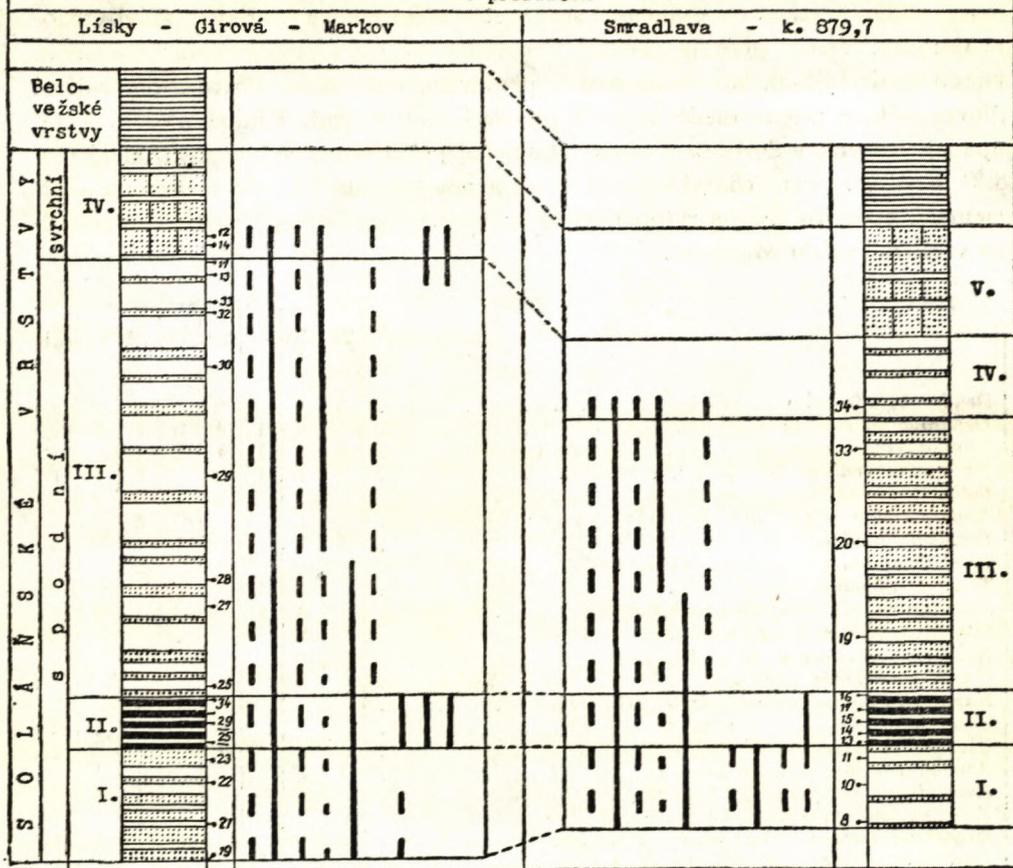
3. *Jílovco-pískovcové vrstvy* byly studovány v hořejších částech obou pramených větvích potoka Lísky, v hřebenové cestě mezi Studeničným (716,9) a Girovou (839,7), jakož i v pramenné severojižní větvi potoka Markov (jz. od vrcholu Girové). Vrstvy plynule navazují na pestré jílovce v celkem výrazné hranici, kterou klademe tam, kde zmizí pestré, především rudohnědé jílovce a objevují se jílovce šedé a zelenavěšedé spolu s pískovci biotitickými. Klidné uložení k JV upadajících vrstev dovoluje i přesné stanovení jejich skutečné mocnosti, která činí 800 m. Vrstvy jsou charakterisovány výraznou středně i hrubě rytmickou sedimentací, zatím co drobná rytmičnost se omezuje na podřadnější partie nepravidelně v celém profilu rozložené.

Jablunkov:	25	27a	28	29	32	32	17	13b
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	5	4	2	2		2	3	2
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.		5	1	4	5	5	2	2
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), megalosféra	4	3	1	1	2			
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrosféra		1	1	3		5	1	1
<i>Bathysiphon</i> sp.				3		5	2	
<i>Rhabdammina ex gr. cylindrica</i> Glaessner		1				5	1	
<i>Trochamminoides velascoensis</i> (White)	1	1			1		2	3
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)				1		2		
<i>Trochamminoides</i> sp.			1					
<i>Saccammina placenta</i> (Grzyb.)		3	1			1	3	2
<i>Lituotuba incerta</i> Franke		2			1			
<i>Nodellum velascoense</i> (Cushman)		2						
<i>Haplophragmoides</i> div. sp.		2						
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)						1		
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)						1	1	2
<i>Glomospira serpens</i> (Grzyb.)				1				1
<i>Ammodiscus hoernesii</i> (Karrer)	1	1				1	1	
<i>Ammodiscus polygyrus</i> (Reuss)						1		
<i>Reophax trinitatis</i> (Cushman & Renz)					1	1		
<i>Rzehakina inclusa</i> (Grzyb.)							1	1
<i>Thalmannammina subturbinata</i> (Grzyb.)			1					1
<i>Thalmannammina walteri</i> (Grzyb.)							1	
<i>Plectina fallax</i> (Grzyb.)					1			
+ <i>Globotruncana ex gr. arca</i> (Cushman)	1							
<i>Discoidea</i>				2		5	2	
<i>Flagellata</i> , hl. r. <i>Discolithus</i>								
Rybí zbytky					1			

Základním typem pískovců jsou modravěšedé (žlutošedé, žlutohnědé) středně až hrubě zrnité pískovce většinou nevápnnité, zčásti zřetelně arkosové, téměř vždy výrazně biotitické (ojediněle dvojslídne). V pískovcích drobně slepencových jsou zřetelná větší zrna živců (—0,5 cm), volně rozptýlená ve středně i hrubě zrnité písčité hmotě. Tyto pískovce jsou zčásti masivní, zčásti nepravidelně deskovitě dělitelné, někdy i gradačně (hrubě-středně) zvrstvené. Síla lavic je 15—250 cm. V hrubých varietách pískovců jsou vcelku ojediněle drobné závalky šedých slí-

LITOLOGICKO - MIKROSTRATIGRAFICKÉ SCHEMA VÝVOJE SOLÁŇSKÝCH VRSTEV

v profilech



Litologická charakteristika vrstev

I. pískovco-jílovcové; II. pestré jílovcové;
III. jílovcopískovcové; IV. pískovcové

I. jílovcopískovcové; II. pestré jílovcové;
III. pískovco-jílovcové; IV. jílovcopískovcové;
V. pískovcové

Fosilie (druh) (počítáno od leva do prava)

1 — diskoidní radiolárie; 2 — *Dendrophrya* div. sp.; 3 — *Saccamina placenta* (Grzyb.); 4 — *Hormosina ovulum* (Grzyb.) mikrosf.; 5 — *Hormosina ovulum* (Grzyb.) velká f.; 6 — *Rhabdammina cylindrica* Glaess.; 7 — *Globigerina daubjergensis* Bronn.; 8 — redeponované svrchnokřídové foram.; 9 — *Rzehakina inclusa*, *Rz. complanata*

1 — diskoidní radiolárie; 2. *Dendrophrya* div. sp.; 3 — *Saccamina placenta* (Grzyb.), f.; 4 — *Hormosina ovulum* (Grzyb.) drobná; 5 — *Hormosina ovulum* (Grzyb.) velká; 6 — *Rhabdammina cylindrica* Glaess. f.; 7 — *Globigerina daubjergensis* Bronn.; 8 — redeponované alb-cenomanské a jurské foram.; 9 — *Rzehakina minima* (Cush. & Renz); 10 — verneuulinidní fauna, převážně *plectiny*

nitých jílovců (—2 cm), ojediněle i větší nepravidelné závalky (10—15 cm) jílovců šedozeleňých a šedých v pískovci se skluzovou sedimentací.

V tenčích lávkách (2—10 cm), většinou v drobném rytmickém flyšovém vývoji, jsou přítomné šedé, modrošedé, aleuritické až jemnozrné pískovce, někdy tmavošedě paralelně i vlnitě laminované a destičkovitě dělitelné.

Velmi vzácně se ve vrstvách objevují i polohy 50—180 cm středně i hrubě zrnitých málo zpevněných jílovitých pískovců (až písků) výrazně biotitických typu „zkamenělého bláta“, místy i se závalky šedých a zelenošedých jílovců.

V pelitech jsou zastoupeny výhradně jílovce. Silně převažují šedé nad zelenošedými a šedozeleňými (2 : 1 : 1), vzájemně se proužkovitě střídajícími. Podřadně se objevují i zelené a sporadicky i žlutošedé, žlutozelené a olivové. Vystupují v polohách od několika do 150 cm. Výskyt zelených jílovců je vázán většinou na drobně rytmickou flyšovou sedimentaci.

Z odlišných vložek byly ve vrstvách zaznamenány ojedinělé bochníky či lávky jílovcového pelosideritu (—10 cm).

Mikrofauny četných vzorků odebraných z různých úrovní jílovco-pískovcových vrstev dokládají jejich paleocenní stáří.

4. *Pískovcové vrstvy* představují výrazný pískovcový komplex spočívající souhlasně na vrstvách jílovco-pískovcových. Budují jednak vrchol Girové, jednak vystupují v potoku Markov (1 km jz. od Girové). Na Girové mají ploché synklinální uložení a jsou dobře odkryty jz. od k. 839,7 v morfologické hraně, kde byly také dobývány v několika příležitostných, dnes opuštěných lomech.

Pískovce jsou hrubě lavicovité (150—600 cm) šedé hrubozrné, drobně slepencové a slabě vápnité, přecházející mnohdy ve svrchních částech lavic do středně zrnitých, zčásti i vlnitě laminovaných pískovců. Jednotlivé masivní polohy jsou oddělovány vložkami až 10 cm tmavošedého šupinkatého jílovce. Na spodních vrstevních plochách masivních pískovců jsou nápadné boulovité vtiskové hieroglyfy, vymačkávající nepravidelně podložní jílovcovou vrstvičku.

V přímém podloží *belovežských vrstev* na j. úbočí Girové zjišťujeme v potoku Markov vedle hrubozrných a slepencových pískovců (100—400 cm), obsahujících i závalky tmavošedých jílovců (—2 cm) a chuchvalce leptochloritu (—1 cm) též tenčí lávky 30—35 cm modrošedých středně až hrubě zrnitých pískovců. V poloze 100 cm vystupují tam i šedozeleňé a tmavošedé jílovce proužkovitě se střídající.

Mocnost pískovcových vrstev je na potoku Markov 200 m, na Girové v důsledku eroze o něco menší.

Na základě početně velmi bohaté asociace aglutinujícího bentosu řadíme pískovcové vrstvy stratigraficky ke svrchní části paleocénu. Svrchnokřídová *Globotruncana ex gr. arca* (C u s h m a n) ve vz. Jablukov — 14 je redeponovaná.

	Jablunkov:	14	12a
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.		3	
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.			2
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.), mikrosféra		2	2
<i>Hormosina excelsa</i> (Dylaž.)			2
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)		2	
<i>Trochamminoides velascoensis</i> (White)		2	
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.), drobná f.		3	3
<i>Saccamina</i> sp., hrubě písčité forma		3	
<i>Thalmanamina nucleolus</i> (Grzyb.)		3	3
<i>Kalamopsis grzybowskii</i> (Dylaž.)		2	2
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzyb.)		2	
<i>Plectina coniformis</i> (Grzyb.)		2	
<i>Plectina fallax</i> (Grzyb.)		1	
<i>Rzehakina minima</i> (Cushman & Renz)		1	
<i>Rzehakina complanata</i> (Dylaž.)		1	
<i>Ammodiscus hoernesii</i> (Karrer)		1	1
<i>Psamosiphonella annulata</i> (Grzyb.)		1	
<i>Reophax trinitatensis</i> (Cushman & Renz)			2
<i>Glomospira charoides</i> (J. & P.)			2
* <i>Arenobulimina</i> sp.		1	
* <i>Globotruncana</i> ex gr. <i>arca</i> (Cushman)		1	
<i>Flagellata</i> — <i>Discoasterida</i>			četná

Biofaciální srovnání paleocenních vrstev soláňských v obou profilech

Mikrofauna bazálních *pískovco-jílovcových vrstev* oblastí Smradlavy a Jablunkova vykazuje určité kvalitativní i kvantitativní rozdíly, které vyplývají z rozdílných paleogeografických podmínek. Společným znakem je pouze radiolářiový plankton (*Discoidea*), který je v jablunkovské oblasti více rovnoměrně rozložený. V jižní oblasti Smradlavy je magurský typ autochtonní fauny značně setřen silnou redeposicí aglutinující albské až cenomanské mikrofauny a vápnité mikrofauny jurské, která se zdá vázána na proužky rudohnědých jílovců. Rozsáhlá a kvalitativně pestrá redeposice jurských a alb-cenomanských aglutinujících i vápnitých prvků, dále prvků cenomanských, turonských a různých členů senonu nejen na Smradlavě, ale i na blízké Bumbálce, nasvědčují existenci blízké pevniny se stratigraficky bohatou sedimentací, upomínající nejspíše na sérii předmagurskou, ve které byly identifikovány členy kampanu až eocénu svrchního (Hanzlíková — Menčík — Pesl, 1962) a cenomanu a turonu (Hanzlíková — Matějka, 1962). Autochtonní foraminiferová komponenta má ráz monotónních dendrophryových asociací s prvky, které zpravidla doprovázejí mikrofauny pestrých (rudých) jílovců, tedy druhy thalmanamin a plectin.

Naproti tomu oblast jablunkovská vykazuje v těchto bazálních členech zcela zřetelnou faunistickou příbuznost s bazálními členy soláňských vrstev račanské jednotky jiných oblastí. Klidnější deposice se projevuje nejen rovnoměrným roz-

ložením radioláriového planktonu, nedostatkem redeposic, ale i početně poměrně bohatou, výlučně aglutinovanou dendrophryo-hormosinovou mikrofaunou, doprovázenou některými prvky, svědčícími pro zvýšený podíl písčitosti v celém souvrství, jako jsou *Rheophax trinitatensis* (C u s h m a n & R e n z), *Saccammina placenta* (G r z y b.) a *Dendrophrya robusta* (G r z y b.), s častým biotitem ve svých stěnách, odrážející existenci biotitických pískovců stejně jako výskyt pyritovaných jader *bathysiphonů*. Pelity tohoto úseku mají zpravidla monotonní mikrofaunu hormosino-dendrophryovou zastoupenou zhruba 10–15 druhy foraminifer. Je to poměrně větší druhová pestrost než např. v paleocenních vrstvách istebňanských, které zpravidla obsahují kolem 5–8 druhů, i když vzhledem i kvalitou materiálu nelze např. odlišit dendrophrye, hormosiny, saccamminy istebňanského typu od magurského.

Pestré jílovcové vrstvy paleocenního stáří v obou oblastech vykazují již značné biofaciální sblížení. Radioláriový plankton je v nich poměrně rovnoměrně rozložen. Foraminiferový, velmi sporadický plankton je vázán pouze na oblast Jablunkova, kde je zastoupen ojedinělým výskytem druhu *Globigerina ex gr. daubjergensis* B r o n n i m a n n. Tuto skutečnost možno vysvětlovat daleko větším plošným rozšířením typických globigerinových asociací v jablunkovské části předmagurské jednotky, z níž dochází k pronikání ojedinělých planktonických prvků proudy do magurské sedimentační provincie během sedimentace pestrých vrstev (= „spodní pestré břidlice“), jako na některých ojedinělých lokalitách čela Magury (některá antiklinální pásma j. od Val. Meziříčí, lom Lázně pod Hostýnem).

Bentos pestrých jílovcových vrstev vykazuje značné kvalitativní sblížení, hlavně ve složce hormosinové, dendrophryové, ammodisců, glomospir, thalmanamin, které mají v některých polohách obou oblastí „soláňský ráz“. Jižní oblast Smradlavy podržuje však dosud odlišnost ve složce verneulinidních foraminifer, reprezentovanou četnými druhy plectin, které v oblasti jablunkovské chybějí. Tato skutečnost odráží opět existenci typičtěji vyvinutých pestrých vrstev v oblasti Smradlavy, navazující a vyvíjející se z podložního komplexu pískovco-jílovcového, v němž se poprvé objevuje již řada těchto prvků. Na Smradlavě však v pestrých vrstvách redeposice proti podložnímu komplexu chybějí zcela, objevují se ale v malé míře v oblasti Jablunkova.

Jablunkovská oblast je vyznačena poněkud menší kvalitativní pestrostí mikrofauny (24 druhy proti 26 druhům v oblasti Smradlavy). Druhovou monotonnost fauny při zhruba stejném individuálním zastoupení možno vysvětlovat litologickým vývojem, inklinujícím k soláňským vrstvám v oblasti Jablunkova, proti značné individualisaci biotopu v oblasti Smradlavy, založeném již v komplexu podložním.

Pískovco-jílovcové vrstvy oblasti Smradlavy a *jílovcu-pískovcové vrstvy* z oblasti jablunkovské jsou po biofaciální stránce prakticky bez rozdílu. Obě mají výrazně vyvinutý dendrophryo-hormosinové foraminiferové asociace, typické pro soláňské

vrstvy račanské jednotky celé západní části magurského flyše. Oblast Smradlavy je poněkud druhově (18 druhů) i početně chudší než oblast jablunkovská (s 24 druhy foraminifer). Společným znakem zůstávají neprůběžně se vyskytující diskoidní radiolárie v obou oblastech. Redeposice nebyly až na malou výjimku v jablunkovské oblasti pozorovány. Tyto výjimečné redeposice svrchní křídly (vz. Jablunkov — 14, 25) jsou kvalitativně shodné s redeposicí z podložních pestrých vrstev. Novým výrazným prvkem v bentosu obou oblastí je výskyt nehojného, ale výrazného druhu *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, který je zpravidla typičtěji vyvinut ve vnitřních částech račanské jednotky. Proti podložním pestrým vrstvám je v pískovco-jílovcových vrstvách zřetelný úbytek verneuulinidních foraminifer a thalmanamin, zvláště v oblasti Smradlavy; v oblasti jablunkovské tento znak není výrazný, když ani v podložních pestrých vrstvách nebyl podstatný. Společným znakem obou oblastí je sporadický výskyt druhu *Hormosina excelsa* (Dyłaż.), který se zdá odvislým od přibývajících písčitosti sedimentů. V oblasti Smradlavy se vyskytuje v nižších členech stratigrafického profilu, odkud se jeho výskyt přesouvá do oblasti Jablunkova teprve v nejvyšších členech profilu. Na obou biostratigrafických profilech bylo možno znovu potvrdit sukcesi ve vývoji hormosin. Ve spodních částech profilu počtem jedinců převládá veliká forma, snad megalosféra druhu *Hormosina ovulum* (Grzyb.), asi od poloviny profilu se počtem jedinců prosazuje drobná forma (typická) druhu *Hormosina ovulum* (Grzyb.), která převládá ještě v těsném podloží pískovcových vrstev (= svrchních soláňských). Rzehakiny se vyskytují v obou profilech celkem velmi sporadicky. V jablunkovské oblasti jsme zaznamenali několik druhů rzehakin teprve až v nejsvrchnější části jílovco-pískovcových vrstev a při bázi pískovcového komplexu, jakož i zhruba o 800 m stratigraficky nížeji položených pestrých vrstvách. Tento značný rozptyl výskytu druhů *Rzehakina inclusa* (Grzyb.) a *Rzehakina complanata* (Grzyb.) snižuje jejich stratonomickou hodnotu. Profil Smradlavou postrádá téměř zcela rzehakin s výjimkou ojedinělého výskytu druhu *Rzehakina minima* (Cushman & Renz) z podloží pestrých vrstev. Které faktory ovlivňují tuto skutečnost je otázkou. Může to být mělkější režim, přínos cizího materiálu zvyšující vápnitost sedimentů a jiné podmínky.

Porovnání biofaciálního vývoje nejsvrchnějších částí paleocenních vrstev soláňských, tj. vrstev pískovcových, nelze provést pro nedostatek mikropaleontologického materiálu.

Závěr

Přes 1000 m mocný vrstevní komplex v čele magurského příkrovu studovaný v oblasti Moravskoslezských Beskyd ve dvou profilech j. od Bílé a j. od Jablunkova řadíme k soláňským vrstvám račanské jednotky. Jejich litologický a biofaciální vývoj je na jedné straně vcelku shodný s vývojem soláňských vrstev známých z okrajových částí Hostýnských vrchů (jakožto oblasti nejbližší k Z položené

a podrobněji po této stránce prozkoumané), na druhé straně však souvrství vykazuje určitou litofaciální proměnlivost, zejména pokud jde o spodnější členy.

Soláňské vrstvy obou profilů náležejí k okrajovému pásmu račanské jednotky (M a t ě j k a — R o t h 1949). Jejich paleocenní stáří je bezpečně doloženo mikrofaunou. Tím je vyvrácen i názor různých autorů o příslušnosti těchto vrstev ke křídě. Tak např. P e t r a s c h e k (1928) uvádí z oblasti Girové godulský pískovec a blíže nelokalizovaný nález *Inoceramus laubei* (učiněný spolu s H. Beckem). Samotný vrchol Girové má být podle Petraschka budován vrstvami istebňanskými. Podobně i B e c k na své mapě (1932) zaznačil v této oblasti godulský pískovec. B u r t a n — K o n i o r — K s i ą ż k i e w i c z (1937) řadí vrstvy vyvinuté v oblasti Girové ke své předmagurské sérii. Komplex glaukonitických pískovců vymezený na polské straně a sledovaný až ke státní hranici mezi k. 657 a 713 pokračuje podle nich i na stranu československou na úpatí Girové. Pískovce vykazují podle nich petrografickou podobnost s vrstvami godulskými, zatím co pískovce z vrchové části Girové srovnávají se zcela podobnými pískovci ciężkowickými série magurské. Pro nejspodnější část série glaukonitických pískovců připouštějí autoři možnost křídového stáří. Konečně i B u r t a n — S o k o ł o w s k i (1956) se zmiňuje o pokračování předmagurské jednotky z povodí Soly (Polsko) do údolí Olše v podobě biotitové série Girové. Z kontextu zcela jasně vyplývá, že vrstvy od Girové řadí ke svým biotitiko-glaukonitickým vrstvám křídového stáří. Stratigrafické zařazení ke křídě není v práci nijak zdůvodněno.

Naše nové výzkumy popírají existenci vrstev křídového stáří v okolí Girové. Pokud se v mikrofaunistických asociacích objevují svrchnokřídové foraminifery, jde o redeposisi do mladších vrstev paleocenních. Proto nelze vylučovat ani možnost allochtonního výskytu *Inoceramus laubei*, který, jak se zdá, je stále ještě jediným zdánlivě přesvědčujícím dokladem pro stanovení křídového stáří vrstev v okolí Girové. Pro předpoklad redeposisi tohoto inocerama svědčí i ta skutečnost, že ze soláňských vrstev račanské jednotky jsou známy již z doby výzkumů B e c k a (1910) lokality makrofauny i z jiných míst (Chvalčov, Bystřičky), kde bylo rovněž mikrofaunou prokázáno jejich druhotné naleziště (P e s l 1951; M a t ě j k a — R o t h 1949, 1956).

Při litologicko stratigrafickém členění paleocenních vrstev soláňských uvedených profilů vycházíme jednak z jejich normální superposice (vcelku klidné upadání vrstev k J), jednak z jejich litologicko faciální proměnlivosti. Tato proměnlivost se odráží v celém paleocenním komplexu soláňských vrstev v různém zastoupení složky pískovcové a jílovcové. Při srovnání obou litologických profilů jak ze Smradlavy tak i oblasti Girové (jablunkovské) jsou důležitými korelačními obzory jednak pískovcové vrstvy v podloží vrstev belovežských, jednak pestré jílovcové vrstvy ve spodnějších částech obou profilů.

Nové výzkumy okrajové části magurského příkrovu v oblasti j. od Bílé a Jablunkova dokazují, že lze pro soláňské vrstvy aplikovat jejich rozdělení na spodní

a svrchní soláňské vrstvy ve stejném smyslu, jako tomu bylo v oblasti Hostýnských vrchů (P e s l 1951, 1956; M e n ě í k — P e s l — P l i ě k a 1956).

Ke *svrchním soláňským vrstvám* řadíme 200 m mocný pískovcový komplex, představující nejvyšší člen paleocenního souvrství, v přímém podloží vrstev belovežských. V obou profilech je tento komplex jak do kvalitativní, tak kvantitativní stránce konstantní.

Ke *spodním soláňským vrstvám* v profilu Smradlavy řadíme vrstvy: 1. jílovco-pískovcové (150 m), 2. pestré jílovcové (100 m), 3. pískovco-jílovcové (500 m) a 4. jílovco-pískovcové (150 m); v profilu Lísky—Girová pak vrstvy 1. pískovco-jílovcové (200 m), 2. pestré jílovcové (100 m) a 3. jílovco-pískovcové (800 m).

Již z označení jednotlivých vrstev je patrná jejich litologická charakteristika, vyjádřená převahou pískovcové či jílovcové komponenty.*

Zatím co pestré jílovcové vrstvy v obou profilech vykazují vcelku shodnou litologii a jsou vhodným korelačním obzorem, zbývající členy spodních soláňských vrstev se liší zčásti kvantitativně, hlavně však kvalitativně. V tomto směru je nejnapadnější přítomnost biotitických pískovců v profilu potoka Lísky, která nebyla dosud v celé západní části magurského flyše v takové míře zaznamenána. Pouze ojedinělé polohy biotitických pískovců známe z jz. ukončení Hostýnských vrchů (P e s l 1956, 1951) a ze s. okolí Vsetína.

Za nejstarší člen paleogénu račanské jednotky v prostoru mezi Hostýnem a Girovou se dosud pokládaly tzv. *spodní pestré břidlice* (M a t ě j k a — R o t h 1949; P e s l 1950, 1951; R o t h 1960). Nové výzkumy ukazují, že tyto spodní pestré břidlice, odpovídající v našich dvou profilech *pestrým jílovcovým vrstvám*, vystupují teprve v nadloží 150—200 m mocného komplexu vrstev jílovco-pískovcových (či pískovco-jílovcových) a nelze je tudíž klást na bázi paleogénu račanské série.

Podle přehledného výzkumu čelní oblasti račanské jednotky v oblasti mezi Val. Meziříčím a Girovou, vyjádřeného ve vysvětlivkách pro listy generálních map Ostrava a Olomouc (R o t h a kol. 1960, 1962) se zdálo, že nelze soláňské vrstvy dále podrobněji rozčlenit. Nové výzkumy tento předpoklad vyvracejí. Při srovnání vývoje soláňských vrstev z oblasti Moravskoslezských Beskyd s oblastí Hostýnských vrchů možno soudit, že soláňské vrstvy uvedených dvou profilů odpovídají nejspíše pásmu Holého vrchu (715,7) v Hostýnských vrších (P e s l 1951), zatímco čelní šupiny hostýnská a černavská s mohutným rozvojem pískovců a slepenců soláňských vrstev chybějí v území Moravskoslezských Beskyd.

* Druhý přívlastek určuje převažující složku.

LITERATURA

- [1] Beck H. (1910): Zur Kenntnis der Oberkreide in den mährisch-schlesischen Beskiden. Verh. geol. R. A., Wien. — [2] Beck H. (1911): Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagerungen in nordöstlichen Mähren. Jahrb. geol. R. A. 61, Wien. — [3] Beck H. — Göttinger G., (1932): Geologische Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens der Westbeskiden und des sudetischen Randgebietes, 1:100 000, Wien. — [4] Burtan J. — Konior K. — Książkiewicz M. (1937): Mapa geologiczna Karpat śląckich. Kraków. — [5] Burtan J. — Sokołowski St. (1956): Nowe badania nad stonunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach zachodnich. Przegląd geologiczny, Nr. 10, Warszawa. — [6] Hanzlíková E. — Menčík E. — Pesl V. 1962: Příspěvek k poznání předmagurské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. — [7] Hanzlíková E. — Matějka A. (1962): Středněkřídové vrstvy v. od Bílé v moravskoslezských Beskydech. Zprávy o geol. výzkumech za r. 1961. — [8] Matějka A. — Roth Z. (1949): Geologie magurské skupiny v povodí Kysuce. Sborník SGÚ 16, Praha. — [9] Matějka A. — Roth Z. (1956): Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy ÚÚG 22, Praha. — [10] Menčík E. — Pesl V. — Plička M. (1956): Přehled výsledků geologického mapování při západním ukončení Hostýnských vrchů. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1955. ÚÚG, Praha. — [11] Pesl V. (1950): Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Bystřice p. Host. Věstník SGÚ 25, Praha. — [12] Pesl V., (1951): Mapovací zpráva z listu Přerov. Věstník SGÚ 26, Praha. — [13] Pesl V. (1951): Geologické poměry flyšového území jv. od Bystřice p. Host. Disertační práce. — [14] Pesl V. (1956): Mapování magurského flyše (západ: Menčík—Pesl—Plička—Hanzlíková—Bieda). Geologická stavba jz. ukončení Hostýnských vrchů. Geofond P 9725, Praha. — [15] Pesl V. (1962): Biotitová facie soláňských vrstev v oblasti Girové jižně od Jablunkova. Zprávy o geol. výzk. v r. 1961. ÚÚG, Praha. — [16] Petraschek W (1928): Die Kohlenreviere von Ostrau—Karvin Krakau. Zeitschr. d. Oberschl. Berg- u. Hüttenmänn. Ver. 67, Katowice. — [17] Roth Z. (1960): Vysvětlující text ke geologické mapě 1:200 000 list M-34-XIX (Ostrava). Geofond, Praha. — [18] Roth Z. a kol. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-33-XXIV Olomouc, Praha.

VÁCLAV PESL—EVA HANZLÍKOVÁ

ENTWICKLUNG DER SOLÁÑER SCHICHTEN IN MÄHRISCH-SCHLESISCHEN BESKIDEN

In der vorliegenden Arbeit wird die lithologische und biofazielle Charakteristik der Soláňer Schichten im Raume der Mährisch-schlesischen Beskiden am Rande der Magura-Decke gegeben, die in 2 Profilen einen über 1000 m mächtigen Komplex bilden (S von Bílá und S von Jablunkov). Lithologische und biofazielle Entwicklung dieser Schichten entspricht im allgemeinen den Soláňer Schichten vom Randgebiet des Gebirges Hostýnské vrchy, aber besonders die unteren Glieder weisen gewisse fazielle Verschiedenheit auf.

Das paläozäne Alter der Schichten in beiden studierten Profilen wurde durch Mikrofauna bestätigt. Dadurch sind die älteren Ansichten über das kretazische Alter der Schichten (z. B. Petraschek 1928; Beck 1932; Burtan—Sokolowski 1956) widerlegt. Soweit sich in den Mikrofauna-Assoziationen irgendwelche Foraminiferen der Oberkreide befinden, handelt es sich um die Redeposition; das kann auch für das allochthone Vorkommen der Art *Inoceramus laubei* (Petraschek 1928) gelten, das — wie es scheint — noch als einziger überzeugender Beweis für die Angehörigkeit der Schichten von Girová (Burtan—Sokolowski 1956) zur Kreide angewendet wird. Die Vermutung über Redeposition dieser Art ist auch dadurch

bekräftigt, dass in den Soláner Schichten der Rača-Einheit auch auf anderen Stellen (Chvalčov, Bystříčky) sekundäre (nicht ursprüngliche) Fundorte der Mikrofauna bekannt sind (P e s l 1951; M a t ě j k a — R o t h 1949, 1956).

Bei der lithologisch-stratigraphischen Gliederung der paläozänen Soláner Schichten in erwähnten Profilen stützen wir uns einerseits auf ihre normale Superposition (im allgemeinen ruhiges Fallen der Schichten nach Süden), und andererseits auf deren lithologisch-fazielle Veränderungen, die sich im ganzen Komplex der Soláner Schichten durch verschiedene Vertretung der Sandstein- und Tonkomponente äussern.

Aus neueren Studien geht hervor, dass die Soláner Schichten südlich von Bílá und Jablunkov — ebenso wie im Raume des Gebirges Hostýnské vrchy (P e s l 1951; M e n ě í k — P e s l — P l i č k a 1956) in untere und obere Soláner Schichten gegliedert werden können. Zu den unteren Schichten im Profil Smradlava gehören: 1. die Ton-Sandstein-Schichten; 2. bunte Tonschichten; 3. Sandstein-tonige Schichten und Ton-Sandstein-Schichten (bereits die Bezeichnung gibt die lithologische Charakteristik der Schichten an, je nach dem ob die Ton- oder die Sandsteinkomponente dominiert).

Die oberen Schichten sind durch einen 200 m mächtigen Komplex von Sandstein vertreten, der das oberste Glied der paläozänen Schichtfolge vorstellt. In beiden studierten Profilen ist dieser Komplex sowohl qualitativ wie auch quantitativ konstant.

Für das älteste Glied des Paläogen von Rača-Einheit im Raume zwischen Hostýn und Gírová hat man sog. untere bunte Schiefer gehalten (M a t ě j k a — R o t h 1949; P e s l 1950, 1951; R o t h 1960). Aus neuen Forschungen geht hervor, dass diese Schiefer, die in unseren zwei Profilen den bunten tonigen Schichten entsprechen, eigentlich im Hangenden des 150—200 m mächtigen Ton-Sandstein- (bzw. Sandstein-Ton) Komplexes auftreten, weshalb man sie an die Basis des Paläogen von Rača-Einheit nicht geben kann.

Der Arbeit ist eine lithologisch-biostratigraphische Tabelle (S. 138) und mehrere Faunenlisten beigelegt.

PLANDEROVÁ—PULEC—SAMUEL—VAŇOVÁ

POZNÁMKY K LITOLOGICKO-STRATIGRAFICKÝM POMEROM
BANSKOBYSTRICKEJ A ZVOLENSKEJ KOTLINY

V práci podávame výsledky litologicko-stratigrafického výskumu vnútrokarpat-ských kotlín širšieho okolia Zvolena, Banskej Bystrice a Lubietovej. Najstaršie zprávy o geologickej stavbe územia pochádzajú od D. Štúra (1866, 1868; pozri 1960; str. 264—265). Neskoršie práce väčšinou pojednávajú o neogénnych, resp. mladších útvaroch; o podložných paleogénnych sedimentoch sa zmieňujú iba zbežne (Čechovič 1944, 1950; Andrusov 1954; Seneš 1955; Lohert a Náprstek 1957; Bako 1958; Cicha 1960).

Doterajší výskum v dôsledku zlej odkrytosti terénu nebol uspokojivý. Vďaka technickým prácam, prišlo sa v poslednej dobe ku komplexnému spracovaniu materiálu. V tomto príspevku podávame výsledky litologického a stratigrafického výskumu jednotlivých súvrství a čiastočne i ekológiu sedimentačného prostredia niektorých súvrství, zistených vrtnými prácami a povrchovým mapovaním. Petrografiou súvrstvia študoval Pulec, palynológiu E. Planderová, mikropaleontológiu O. Samuel a faunu numulitov M. Vaňová.

V skúmanom území boli rozlíšené od spodu hore nasledovné fácie:

1. *bazálna transgresívna litofácia*: a) bazálne dolomitické zlepence, brekcie a pieskovce, vyvinuté hlavne medzi Podkonicami, Priechodom a Slovenskou Lupčou; b) pestré brekcie a íly v okolí Lučatina;
2. *pieskovcovo-pelitická litofácia*, známa medzi Rudlovou, Sásovou a Selcami;
3. *slienito-ílovcová litofácia* so slabými polohami pieskovcov pri Lubietovej (vrty P-4 a P-8);
4. *súvrstvie andezitov a ich tufitov* so slabými vložkami uhlia a uhoľných ílov (vrt P-1 pri Zvolene);
5. *súvrstvie tufov, tufitov, uhoľných ílov, uhlia a diatomitov* (vrt P-2, Sielnica);
6. *štrková formácia* pozdĺž Hrona v celej skúmanej oblasti (Zvolen—Banská Bystrica—Hronov).

Do *bazálnej transgresívnej litofácie* začleňujeme súvrstvie, zložené zo zlepcov, brekcií a pieskovcov, najviac rozšírené medzi Podkonicami, Priechodom a Slovenskou Lupčou. Spod nadložných štrkov vystupuje na povrch v údolí J od Priechodu; je 100–200 m mocné, uklonené prevažne k JZ (10–30°). Nepravidelne sa v ňom striedajú hrubozrnné zlepenca až brekcie s hrubo a jemnozrnnými pieskovcami. Materiál zlepcov je viac-menej homogénny, zložený zo stredotriasového dolomitu, kým valúny stredotriasového vápenca sa vyskytujú len ojedinele. Zlepenca sú spevnené prevažne dolomitickým, zriedkavo dolomiticko-vápnitým tmelom. Materiál hrubo a jemnozrnných pieskovcov sa v podstate nelíši od konglomerátov. Doteraz sa v ňom nezistili žiadne fosilné organické zvyšky, podľa ktorých by bolo možné presnejšie stanoviť ich vek. Podľa superpozície v zhode s D. Š t ú r o m (1868) považujeme ich za najstaršieho člena paleogénneho sedimentačného cyklu (? vrchný lutét).

Iný typ predstavujú pestré brekcie a íly, ktoré predbežne začleňujeme tiež k bazálnej transgresívnej litofácii. Sú rozšírené na malej ploche S od Lučatina. Ide o súvrstvie pomerne malej mocnosti (30–40 m), ktoré leží na rozpukanom stredotriasovom dolomite. Vrstevný sled začína hrubozrnnými pestrými brekciami; prevládajúcim typom sú tmavosivé a svetlé dolomity a triasové vápenca s hojnými ílovcami svetlozelenej farby (werfen?). Hrubozrnné pestré brekcie postupne prechádzajú do jemnozrnných, tmelených ílovitým tmelom. Sled vrstiev na tomto mieste končí svetlohnedými a svetlozelenými ílovcami. Ani v tomto súvrství sa nenašli organické zvyšky pre posúdenie jeho stratigrafického postavenia.

Pieskovcovo-pelitická litofácia. Bazálne transgresívne súvrstvie miestami chýba, takže priamo na mezozoickom podklade ležia jemno, až hrubozrnné pieskovce, niekedy s vložkami zlepcov a vápnitých ílovcov; napr. vo vrte P-3 (300 m S od Rudlovej) nad mezozoickými karbonatickými sedimentmi [od 150,50 m do 146 m dolomity; od 146 m až 137 m vápenca (? titón), medzi 137 až 95 m arkózovité a vápnité pieskovce s faunou numulitov] sa striedajú hrubolavicovité pieskovce s niekoľko cm mocnými (1–20 cm) piesčitými, vápnitými pelitickými vrstvičkami. Smerom do nadložia (od 95 m do 88 m) začína pribúdať pelitická zložka na úkor pieskovcov. Vo vrchnej časti vrtu (od 45 m) ich pomer je v porovnaní so spodnou časťou opačný. Striedanie pieskovcov s ílovcami a slieňovcami, hlavne v strednej časti, je pravidelnejšie a rytmickejšie, čím nadobúda charakter netypického flyša. Okrem toho v strednej časti vrtu je niekoľko konglomerátových polôh (20 až 120 cm mocných). Podobný typ sedimentov vystupuje tiež pri Priechodskej píle S od Slovenskej Lupče, odkiaľ K o u t e k a A n d r u s o v (1937) popísali makrofaunu lutét-priabónu.

Pieskovce sú miestami veľmi bohaté na veľké foraminifery, spracované z okolia Rudlovej a z vrtu P-3. V Rudlovej v spodnej časti pieskovce vystupujú nepravidelne zrnité, rozpadavé

svetlosivé, až svetlohrdzavé pieskovce so značne prekryštalizovanými a zvetranými numulitmi a orbitoidnými foraminiferami, v ktorých sa zistili iba dva druhy numulitov, a to *Nummulites striatus striatus* (Brugière) B (zriedkavo), A (hojné) a *N. incrassatus incrassatus* Harpe, A (zriedkavo). Na základe ich výskytu možno predpokladať, že sedimentácia mohla prebiehať v strednom lutéte až vrchnom eocéne. Neprítomnosť numulitov s menším vekovým rozsahom a veľmi zlý stav zachovania zástupcov rodu *Discocyclina* a *Asterocyclina* nedovoľuje tu vymedziť presnejší vek sedimentov.

Vo vrte P-3 veľké foraminifery sú zastúpené len numulitmi. V hĺbkach 18,50 m, 65,50 m, 82,40 m sa našli iba ojedinele *Nummulites anomalus* Harpe A (–18,50 m; lutét – vrchný eocén; *N. budensis budensis* Hantken A (18,50 m, 82,40 m; vrchný eocén – spodný oligocén); *N. variolarius variolarius* (Lamarck) A (65,50 m; ypres – vrchný eocén) a *N. bouillei bouillei* Harpe A (82,40 m; vrchný eocén – spodný oligocén). V hĺbke 115 m sa našlo niekoľko exemplárov *N. striatus striatus* (Brugière) A (vrchná časť spodného lutétu – vrchný eocén), *N. striatus minor* Rozloznsnik A (vrchná časť spodného lutétu – vrchný eocén), *N. incrassatus incrassatus* Harpe A (stredný lutét – spodný oligocén) a *N. fabianii* (Prever) (vrchný eocén).

Podľa výskytu *Nummulites fabianii* (Prever), vyskytujúceho sa v hĺbke 115 m, sedimentácia prebiehala vo vrchnom eocéne. Na základe výskytu druhov *Nummulites budensis budensis* Hantken a *N. bouillei* Harpe (v hĺbkach 82,40 m a 18,50 m) mohla sedimentácia prebiehať počas vrchného eocénu až spodného oligocénu, avšak prítomnosť druhu *N. anomalus anomalus* Harpe a *N. variolarius variolarius* (Lamarck) v hĺbkach 61,50 m a 18,50 m vylučuje spodnooligocénny vek a svedčí za vrchný priabón. Túto skutočnosť podporuje i neprítomnosť typických lutétskych druhov, ako sú *N. perforatus* (Monfort) a *N. millecaput* Boubée, ktorých vekový diapozón siahala až do spodného priabonu.

Vrt P-3 bol spracovaný aj mikrofauzisticky a palynologicky. O mikrofaune sa zmienime až v nasledujúcej stati, pri analýze mikroasociácií zo slienito-ílovcovej litofácie vrtu P-4 a P-8.

Palynologicky boli orientačne spracované vzorky z hĺbky 56–21 m. V peľovom spektre prevládajú malé trikolpátne a trikolporátne peľe (15–25 μ) ďalej *Tricolpopollenites liblarensis* Thomson., *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot., kým ihličnaté sa vyskytujú len ojedinele. Hojne sa vyskytujú monokolpátne peľe hlavne *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot. a *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot. Vo veľkom množstve sa zistili aj spóry paprade rodu *Lygodium* a *Cingulatisporites*; podobné paprade spomína W. Krutzsch (1957) pod označením „Gruppe 11“ so stratigrafickým rozpätím paleocén – spodný oligocén. Podľa B. Pacltovej (rukopis) nachádza sa v oblasti Rudlovej akvitán. Pomerne početné sú aj extratriporátne peľe, napríklad *Extratropopollenites thiergarti* R. Pot. Thomson (1951) popisuje tento typ len zo staršieho paleogénu. *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. a *C. hungaricus* Kedves uvádza M. Kedves (1960) z celého eocénu. Spóry zo skupiny *Cicatricosisporites* sú zastúpené v našom vrte priebežne; W. Krutzsch (1957) ich uvádza ako *Schizea eocenica* z Geiseltalu (Gruppe 4). Pomerne hojne sa vyskytujú *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, kým *Punctatisporites luteticus* Krutzsch len ojedinele. Posledný typ Krutzsch (1959) uvádza iba z lutétu.

Z vrtu P-3 boli určené tieto sporomorfy:

21,70–22,0 m: *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (*Lygodium*), *Corrugatisporites* sp., *Verrucatosporites* sp., *Cingulatisporites* sp., zbytky húb, *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot. (*Taxodiaceae*), *Inaperturopollenites dubius* R. Pot., *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot., *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot., *Tricolporopollenites* sp. malá forma, *Triatriopollenites myricoides* Krempe. (*Myricaceae*), *Triatriopollenites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Nymphaeaceae*, *Deflandrea* sp.

25,70 m: spóry húb *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (*Lygodium*), *Laevigatisporites pseudo-maximus* R. Pot., *Spongioisporites semispongiosus* Krutzsch, *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot. (*Taxodiaceae*), *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. (*Nymphaeaceae*), *Tricolporopollenites* staré typy, *Tricolporopollenites* typ, *Extratropopollenites* sp., *Intratropopollenites instructus* R. Pot. et Ven (*Tilia*), *Monocolpopollenites* sp., *Ovoidites ligneolus* Krutzsch.

38,0 m: *Laevigatisporites neddeni* R. Pot., *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (*Lygodium*), *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Tricolpopollenites* sp., *Deflandrea* sp., *Extratropopollenites* sp., *Toroisporites* sp., *Triatriopollenites* sp., *Subtropopollenites simplex* R. Pot. (*Carya*).

55,60 m: *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (*Lygodium*), *Cicatricosisporites* (Gruppe 4) Krutzsch, *Cingulatisporites* sp., *Inaperturopollenites hiatus*, *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. (*Taxodiaceae*), *Ginkgoaceae*, *Tricolporopollenites* drobné formy, *Tricolpopollenites* drobné formy, *Tropopollenites*, *Tropopollenites* stará forma, *Triatriopollenites coryphaeus* R. Pot., *Extratropopollenites thiergarti* R. Pot., *Extratropopollenites* sp., *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot., *Hystriochosphaeridae*, *Alnus* sp., *Ericaceae*, *Deflandrea* sp.

Podľa peľového zastúpenia skúmané súvrstvie odpovedá paleogénu, pravdepodobne vrchnému eocénu.

Slienito-ílovcová litofácia. Prechod z netypického piesčito-ílovcového flyša do nadložia je pozvoľný; napr. vo vrte P-3 psamitická zložka ubúda v prospech pelitickej, takže v najvyššej časti pieskovcové, resp. konglomerátové polohy sú zastúpené len podradne. Vrty P-4 a P-8 sa od vrchnej časti vrtu P-3 líšia iba tým, že šedé až svetlošedé slieňovce a vápnité ílovce sú v nich hojnejšie vyvinuté. Pieskovce, zriedkavejšie piesčité ílovce a konglomeráty tvoria v pelitickej zložke iba niekoľko cm mocné nepravidelné vložky. Slienité súvrstvie predstavuje zrejme obdobie kľudnejšej sedimentácie, čo sa odzrkadľuje aj na charaktere mikrofauny; stav zachovania, kvantitatívne zastúpenie druhov i jedincov a čiastočne i zloženie je značne odlišné od asociácií centrálnokarpatského paleogénu východného Slovenska, Oravy, Liptovskej i Turčianskej kotliny. Mikrofauna v týchto vrtoch je dobre zachovaná a skladá sa takmer z vápnitých spoločenstiev. Zdôrazňujeme to hlavne preto, že sme sa s podobným prípadom v centrálnokarpatskom paleogéne Západných Karpát zatiaľ nestretli. Ďalším typickým znakom je značný rozvoj bentóznej zložky, ktorá v určitých horizontoch vytvára monospoločenstvo, prípadne dominuje, alebo je v rovnováhe s planktónom. Najčastejšie však prevláda planktónna zložka.

Pri analýze foraminiferových asociácií zamerali sme sa hlavne na planktón, kým bentos je zatiaľ spracovaný len orientačne.

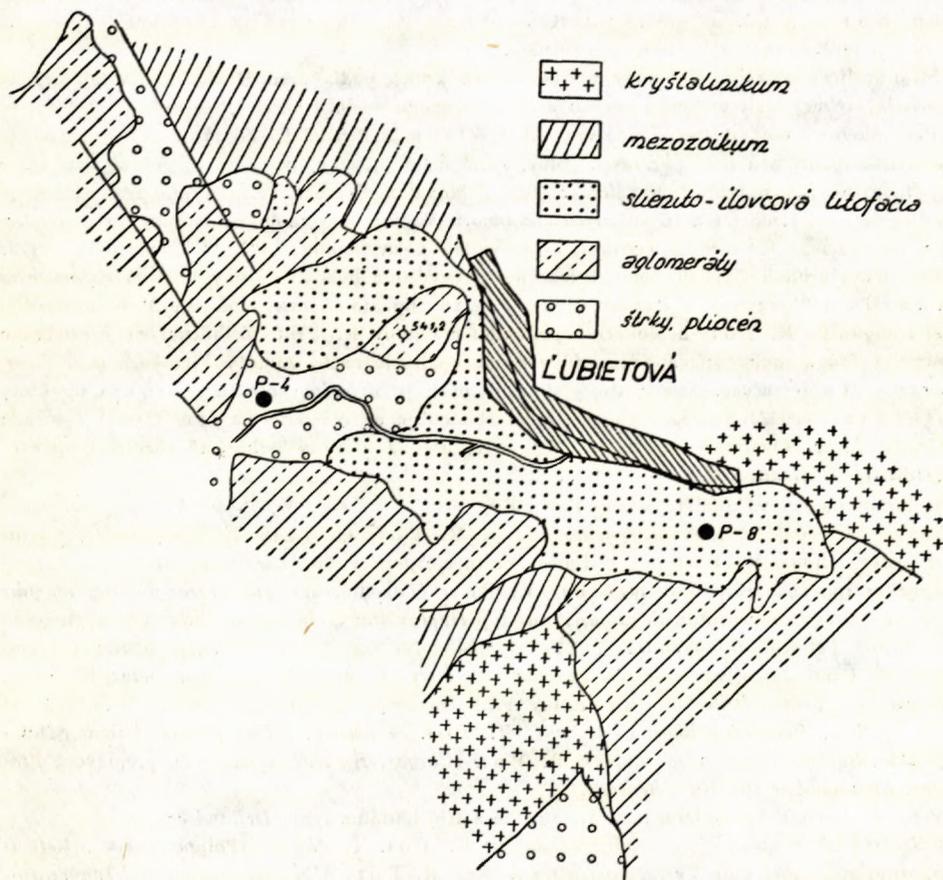
Zastúpenie druhov u globigerín vo vrte P-4 od najhlbšej časti (112,70 m) až po 50 m je rovnaké. Nepatrne sa mení iba ich kvantitatívne zastúpenie, najmä 4 až 4½ komôrkových kvadrátnych globigerín, morfológicky takmer zhodných s druhom *Globigerina eoacaena* Gumbel. Oproti typickej forme hojnej v iných oblastiach vrchnej časti stredného a spodnej časti vrchného eocénu centrálnokarpatského paleogénu má všeobecne menšie rozmery. Takéto jedince označujeme ako *Globigerina* cf. *eoacaena* Gumbel, ktorá je najhojnejšia v hlbších polohách vrtu, smerom do nadložia rýchle ubúda. Rovnako premenlivé je aj zastúpenie *Globigerina* ex gr. *eoacenic* Terquem, kým druh *Gl.* cf. *venezuelana* Hedberg, *Gl.* cf. *linaperta* Finlay, *Glo-*

bigerina sp. (= *Globigerina inflata* Orbigny; N. N. Subbotina 1953, str. 72, t. 7, obr. 6–8, obr. 1–7a, b, v; non t. 15, obr. 4–6a, b, v) sa zväčša vyskytujú len sporadicky. Dost bežné sú štvorkomôrkové formy označované N. N. Subbotinou (l. c.) ako *Globigerina bulloides* Orbigny.

Zo stratigraficky významných druhov ojedinele tu vystupuje *Turborotalia* (*T.*) *centralis* (Cushman & Bermudez) a *Turborotalia* (*T.*) *cocoensis* (Cushman). Prvá forma sa začína objavovať vo vrchnej časti stredného eocénu, pričom nepresahuje hranice vrchného eocénu; druhá sa začína objavovať neskoršie a je charakteristická pre vrchnú časť vrchného eocénu. Približne v hĺbke 50 m k týmto druhom pristupuje *Globigerina officinalis* Subbotina a päťkomôrková forma *Gl. ex gr. ciperoensis* Bolli.

Bentóznou zložku reprezentujú zástupcovia rodu *Lenticulina* div. sp., *Lagena* [(*L.*) *hexagona* (Williamson), *L. isabella* (Orbigny)], *Bulimina* [(*B.*) cf. *kasselsensis* Batjes, *B. cf. ovata* (Orbigny)], *Uvigerina* sp., *Angulogerina* sp., *Bolivina* sp., *B. antegressa* Subbotina, *B. beyrichi* (Reuss), *Siphonina* sp., *Cibicides* sp., *C. lobatulus* (Walker & Jakob), *C. lopjanicus* Mjatliuk, *C. ungerianus* (Orbigny), *Almaena* sp., *Elphidium* sp. a iné.

V hĺbke 29–30 m nevyskytuje sa už *Turborotalia* (*T.*) *centralis* (Cushman & Bermu-



Geologická skica okolia Lubietovej. Zostavil M. Pulec.

dez), *T. (T.) cocoensis* (Cushman), *Globigerina* ex gr. *eocaenica* Terquem; dominantné postavenie nadobúda *Globigerina officinalis* Subbotina spolu so štvorkomôrkovými formami *Gl. bulloides* Orbigny. Toto spoločenstvo má už mnoho spoločných znakov s kaukazskou zónou s *Bolivina*, ktorú najnovšie V. Pokorný (1960) považuje za spodnooligocénnu.

Veľké foraminifery vo vrte P-4 sa zistili len ojedinele. Pre veľké zvetranie numulity sa nám nepodarilo vypreparovať. Zachovali sa len drobné diskocyklíny a asterocyklíny, ktoré podľa literatúrnych údajov nepresahujú eocén.

Takmer identické zloženie fauny a tým aj stratigrafické postavenie má aj vrt P-8. Menšie rozdiely sú iba v kvantitatívnom zastúpení bentónnych druhov

Vrt P-3 prechádza netypickým flyšovým pieskovcovo-ílovitým súvrstvom. Litologická odlišnosť súvrstvia sa odráža aj na charaktere mikrofauny, ktorá čo do množstva druhov i jedincov a spôsobu zachovania nie je tak výrazná ako v predchádzajúcich vrtoch. Asociácie foraminifer sú zväčša pyritizované a čiastočne deformované. Z identifikovateľných planktónnych druhov sme zistili *Globigerina* cf. *eocaena* Gumbel, *Gl.* ex gr. *eocaenica* Terquem, *Gl.* aff. *officinalis* Subbotina a päťkomôrkové formy s plochou, alebo mierne trochoidne vinutou dorzálnou stranou, tvarom, niekedy podobnom druhu *Gl. postcretacea* Mjatluk. V niektorých obzorochoch bola pozorovaná čisto bentónna pyritizovaná fauna s prevahou chilostomel: *Ch.* aff. *macrostoma* Karrer, *Ch.* aff. *oviformis* (Cherborn & Chapman) a ojedinelých bolivin, bulimín, angulogerín a zakrpatených cibicidov.

Stratigrafický rozsah sedimentov v študovaných vrtoch podľa predbežného štúdia mikrofauny odpovedá vrchnej časti vrchného eocénu a azda až spodnému oligocénu (P-4, P-8).

Palynologicky bol vrt P-4 spracovaný od 29–152 m a P-8 od 5–88 m. V pelovom spektre okrem trikolpátnych a trikolporátnych pelov, ktoré majú prevahu, hojné sú aj pelové zrná ihličnatých, a to *Pinus* typ *Haploxylon* a typ *Diploxylon*. Vysoké je percento rôznych typov dinoflagelat, hystrichosfér a triporátnych sporomorfov. Vo vrte P-8 sú hojné skupiny *Triatriopollenites myrikoides* Krimp, *Tetracolporopollenites microrhombus* P. Thomson (1953) uvádza tento druh len z paleogénu. Priebežne sa vyskytujú hubovité formy *Phycopeltis eocenica* Edwards a *Phragmothirites eocenica* Edwards. Bohato sú zastúpené peľe *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot. a *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot. Z ihličnatých je priebežne zastúpená *Tsuga canadensis* a *Tsuga diversifolia*, ojedinele nachádzame vo vzorkách peľe *Taxodiaceae* – *Cupressaceae*. Stratigraficky dôležitý druh je *Ephedra notensis* Cookson, ktorý Thiergart (1942) uvádza z paleocénu od Hamburgu a Woodhouse (1933) z eocénu z Green River. Ojedinele sa vo vzorkách vrtu P-4 a P-8 vyskytujú aj *Cicatricosisporites* a *Extratripopollenites*.

Kvalitatívna peľová analýza z vrtu P-4 a P-8:

P-8 — 5,0–6,0 m: *Laevigatisporites haardti* R. Pot. et Ven. (*Polypodiaceae*), *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (*Lygodium*), *Verrucatosporites* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Reticulatisporites* sp., *Inaperuropollenites hiatus* R. Pot. (*Taxodiaceae*), *Inaperuropollenites magnus* R. Pot., *Tsuga diversifolia*, *Sequoia*, *Pinus* typ *Haploxylon* malá forma, *Pinus* typ *Diploxylon* malá forma *Tetracolporopollenites* sp., *Tricolpopollenites* malé formy, *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Tricolporopollenites edmundi* R. Pot., *Triatriopollenites myricoides* Krimp. (*Myricaceae*), *Triatriopollenites rurobituitus* P. f., *Intratripopollenites instructus* R. Pot. et Ven. (*Tilia*), *Polyporopollenites stellatus* R. Pot. et Ven. (*Pterocarya*), *Ulmus*, *Dinoflagelatae*, *Subtriporopollenites simplex* R. Pot. (*Carya*), *Hystrichosphaeridae*. preplavené *Florenites*, *Liquidambar* sp., *Nymphaeaceae*.

P-8 — 7,0–8,0: Spóry húb, malé trikolpátne a trikolporátne typy, *Deslandrea*.

P-8 — 14,0–15,0: *Laevigatisporites haardti* R. Pot. et Ven. (*Polypodiaceae*), *Reticulatisporites* sp., spóry húb, *Verrucatosporites alienus* R. Pot., *Cingulatisporites* sp., *Inaperuropollenites hiatus* R. Pot. (*Taxodiaceae*), *Pinus* typ *Diploxylon*, korodované ihličnaté (typ

Haploxylon), *Cicatricosisporites* sp. Pf. et Thoms., *Tsuga diversifolia* Rudolph, *Tsuga canadensis* Rudolph, *Phycopeltis eocaenica* Edwards, *Phragmothyrites eocaenica* Edwards, *Gingkoaceae*, *Ephedra notensis* Cookson I., *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Tricolporopollenites* sp., *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot., *Tricolporopollenites parasper* Pf., *Tricolporopollenites margaritatus* R. Pot., *Triatriopollenites coryphaeus* subsp. *microcoryphaeus* R. Pot. (*Engelhardtia*), *Intratriporopollenites instructus* R. Pot. et Ven. (*Tilia*), *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot., *Tricolpopollenites henrici* R. Pot., *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Monocolpopollenites areolatus* R. Pots., *Hystriosphae-ridae*, *Tetracoporopollenites* sp., *Tetracoporopollenites microrhombus* Pf., *Tetracoporopollenites obscurus* Pf. et Th., malé tricolpátne a tricolporátne typy *Platycarya*, *Deflandrea*, *Paleohystriosphera* sp., *Extratriporopollenites* sp., *Symplocaceae*, *Carya*.

Vrstvy vo vrtoch pri Lubietovej sa líšia od vrtu P-3 (Rudlová) nielen z hľadiska ekologického, kde rozdiely sú dosť výrazné, ale aj stratigraficky. Vysoké percento ihličnatých, ktoré aj keď považujeme len za ekologický znak, a najmä pomerne hojne zastúpená *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* a iné miocénne druhy svedčia o určitom ochladení klímy. Poukazuje na to aj nižšie percento tropických druhov, bežných vo vrte P-3. Na základe palynologických výsledkov je toto súvrstvie z vrto P-4 a P-8 o niečo mladšie než P-3 a odpovedá asi vrchnému eocénu až spodnému oligocénu.

Neogén

Andezity a tufity s vložkami uhlia boli zachytené pri Zvolene vrtom P-1. Peľová analýza sa robila len z orientačných vzoriek. Na rozdiel od vrtu P-2 pri Sielnici sa vo vrte P-1 nachádza viac tropicko-subtropických rastlinných prvkov, napr. *Sapotaceae*, *Lygodium* (ojedinele) a pod., ktoré sa už vo vrte P-2 nevyskytujú. Preto predpokladáme, že skúmané súvrstvie patrí pravdepodobne tortónu. Definitívny záver bude možný až po podrobnom štúdiu, nielen tohto vrtu, ale aj ostatných vrto a odkryvov na území medzi Zvolenom a Banskou Bystricou.

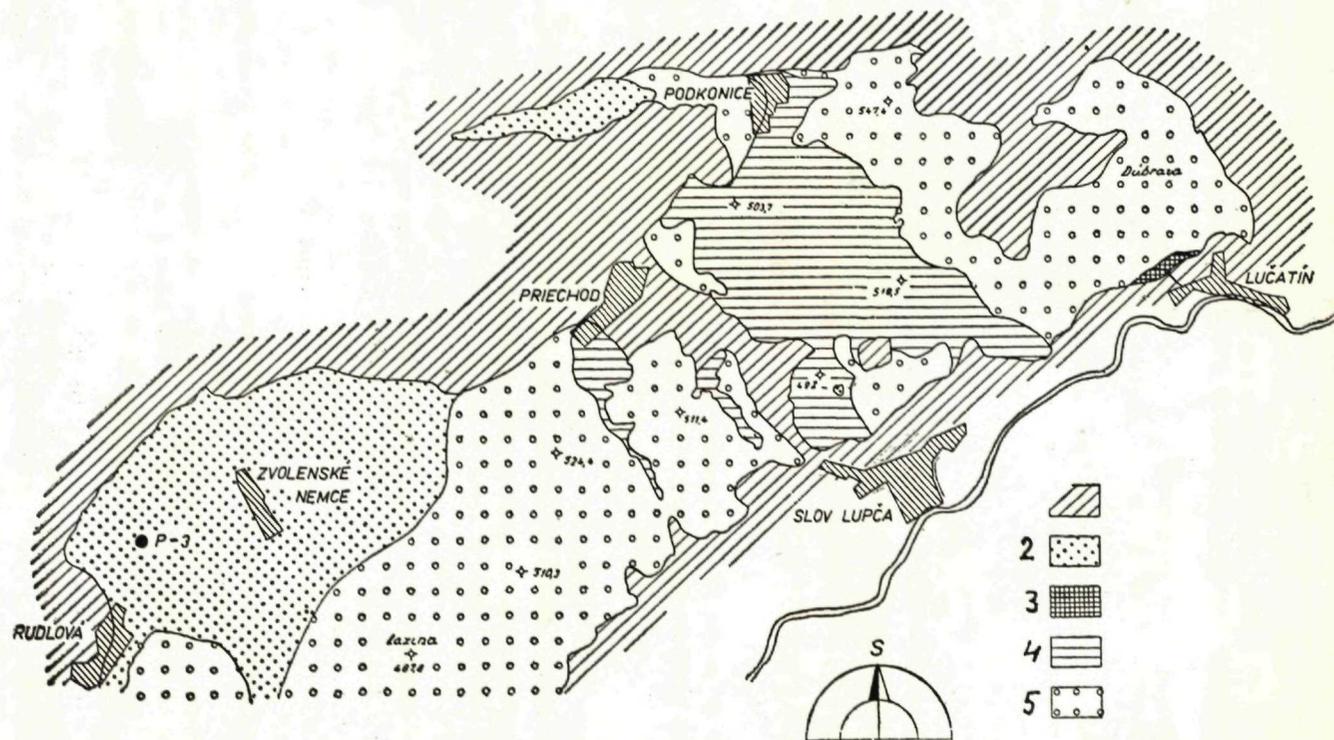
Tufy, tufity, uhoľné ily a diatomity. Po petrografickej stránke vrt P-2 pri Sielnici nebol ešte úplne vyhodnotený. Asociácia ťažkých minerálov a zrnitosť sedimentov značne kolíše. V jemnozrnnejších sedimentoch je oveľa menej hypersténu, ale stúpa podiel zirkónu, epidotu, turmalínu a apatitu. V hrubozrnnejších sedimentoch je veľmi hojný hyperstén, kým ostatné minerály buď chýbajú, alebo sú zastúpené len nepatrne. V hĺbke 74,6 m v diatomickom tufite sa našli organické zvyšky rozsievok. Z asi 50 vzoriek sa rastlinné zvyšky našli asi v 40 vzorkách; hlavne uhlie a uhoľné ily boli bohaté na sporomorfy.

Palynologicky bolo zatiaľ spracované fľovito-uhoľné súvrstvie od 186–22 m. Rastlinstvo z tohto súvrstvia je rázu vyslovene vrchnomiocénneho. Hojne sú zastúpené najmä listnaté dreviny *Corylus*, *Betula*, *Carya*, *Tilia*, *Ulmus*, *Alnus*, *Cupuliferae*, *Quercus*, *Fagus*. Z ihličnatých sa hojne vyskytujú najmä *Taxodiaceae*, *Pinus* typ *Haploxylon* a *Diploxylon*, *Picea*, zriedkavejšie sú ostatné ihličnaté ako rod *Sequoia*, *Larix*, *Glyptostrobus*. Paprade sú vcelku zastúpené menej, najmä *Polypodiaceae*, *Osmunda* a spóry húb.

Podľa vývoja močiara usudzujeme, že ekologické pomery v období sedimentácie boli dosť vyrovnané. Na pobreží močiara, alebo na svahoch kopcov okrem listnatých drevín rástli cedrusy, jedle a smrek, hojnejšie hlavne vo vrchnejších vrstvách vrtu. Zdá sa, že vo vrchnejších vrstvách je zastúpených viac rodov, s menšími nárokmi na vlhkosť.

Geologická skica územia medzi Rudlovou a Lučatinom

Zostavil M. Pulec



1 — mezozoikum; 2 — pieskovcovo-pelitická litofácia; 3 — pestré brekcie; 4 — dolomitické zlepence, brekcie a pieskovce; 5 — pliocén (štrky).

Z charakteru pelového spektra usudzujeme, že uhlie sedimentovalo vo vrchnom miocéne. Na základe porovnania s pelovým spektrom z vrty v Dúbravici (Planderová — Snopková 1960), kladieme tufiticko-šlovito-uholné súvrstvie vo vrte P-2 tiež do sarmatu až spodného panónu.

Z hľadiska ekologických nárokov zhruba rozlišujeme dve rastlinné zóny: 1. *plytkovodná močaristá zóna* s rastlinstvom s vysokými nárokmi na vlhkosť — *Taxodiaceae, Alnus, Carya*, ktoré považujeme za hlavných tvorcov uhlia; 2. *pobrežná zóna* s rastlinstvom s menšími nárokmi na vlhkosť — *Quercus, Fagus, Ulmus, Betula, Picea, Abies, Pinus*.

Podľa nárokov na teplo zaraďujeme rastlinné spoločenstvá do mierne subtropického pásma s hojnými prvkami mierneho pásma.

Štrková formácia. Na celom mapovanom území vystupujú horizonty štrkov v rozličných výškach nad údolnou nivou Hrona od Hronova po Zvolen. O veku tejto formácie môžeme uvažovať len na základe superpozície a petrografických rozborov. Žiadne skameneliny sa v nich nenašli. V okolí Kordík Andrusov (1954) vyčleňuje „kordickú“ štrkovú formáciu predtortónskeho veku (neobsahuje valúny z vulkanitov a leží pod nimi) a mladšiu tzv. „banskobystrickú“ štrkovú formáciu medzi Banskou Bystricou a Zvolenom, ktorú považuje za pliocénnu. Toto delenie štrkových formácií na základe uvádzaných kritérií nie je dostatočne podložené. Prijateľnejším sa zdá, že všetky štrky mapovanej oblasti patria do pliocénu a sú tvorené nánosmi „Prahrona“ (A. Nemček 1957).

Stratigrafická tabuľka

	Petrografická charakteristika súvrství	Stratigrafické zaradenie	Vrty a odkryvy	Spôsob spracovania materiálu
VI	štrková formácia	pliocén	povrchové odkryvy	petrografia
V	tufy, tufity, uholné íly, uhlie, diatomity	sarmat — spodný panón	P-2	palynológia
IV	andezity, tufity s vložkou uhlia	tortón?	P-1	palynológia
III	slienito-šlovcová litofácia	vrchný eocén — spodný oligocén?	P-4 P-8	palynológia mikropaleontológia (veľké a malé foraminifery)
II	pieskovcovo-pelitická litofácia	vrchný eocén	P-3	palynológia mikropaleontológia (veľké a malé foraminifery)
I.	a pestré brekcie (? bazálna transgresívna litofácia)	eocén (? stredný)	povrchové odkryvy	petrografia
	b dolomitické zlepenice, pieskovce (bazálna transgresívna litofácia)	eocén (? stredný)	povrchové odkryvy	petrografia

Z rozmiestnenia štrkových formácií v údolí Hrona od Hronova po Zvolen vidno, že v pradoline Hrona sa koncom vulkanickej činnosti vytvoril systém tzv. prietokových jazier (F i a l a 1936). Na konci pliocénu sa celá oblasť Hrona vyzdvihla, v prietokových jazerách ako i v údoliach „Prahrona“ sa usadili štrkovo-piesčité sedimenty. Celá hronska štrková formácia od Hronova po Zvolen patrí teda do pliocénu. Svedčí o tom petrografické zloženie štrkov, v ktorých pozorujeme dve zložky: miestne a prinesené. K prvým patrí menej odolný materiál ako napr. wernfenské bridlice, tufy a tufity atď. K prineseným patria kremence, kremeň a horniny kryštalinika, t. j. horniny odolné voči zvetrávaniu. Na lokalite Dielec, SV od Hronova majú kryštalické bridlice prevahu nad žulami, kremeňom a kremencami. V okolí Seliec a Banskej Bystrice pribúdajú kremence a kremité pieskovce a ubúdajú kryštalické bridlice. V okolí Vlkanovej a západne od Čerína pribúda v štrkoch značne vulkanický materiál (miestny materiál), južnejšie v štrkoch všade prítomný. Z tohto je zrejmé, že zloženie hornín, splavovaných do jazier odráža geologickú stavbu územia blízkeho a vzdialenejšieho. Neprítomnosť vulkanického materiálu v oblasti medzi Banskou Bystricou a Hronovom je teda ovplyvnená znosovou oblasťou, v ktorej nevystupujú vulkanické horniny, a nie predtortónskym vekom štrkových horizontov. Petrografické analýzy štrkovej formácie zatiaľ potvrdzujú názor A. N e m č o k a (1957), že všetky štrky, ktoré ležia v mapovanej oblasti, okrem vysokých terasových, sú veku pliocénneho.

Záver

Na študovanom území vnútorných kotlín nad mezozoikom sme rozlíšili dve formácie, a to paleogénnu, zloženú z morských sedimentov a neogénnu, zastúpenú len sladkovodnými horninami.

Sedimentácia paleogénu väčšinou začína konglomerátovým súvrstvom (vrchný lutét). V jeho nadloží je vyvinutá netypická flyšová piesčito-ílovcová litofácia, ktorá podľa palynologických a mikrobiostratigrafických kritérií odpovedá vrchnému eocénu (hlavne jeho vrchnej časti). Nadložná slieňovcovo-ílovcová litofácia stráca všetky znaky flyšovej formácie a veľmi sa približuje južnému (panónskemu) vývoju paleogénu. V tomto súvrství začínajú sa popri eocénnych druhoch objavovať i mladšie oligocénne formy, takže je o niečo mladšie; predstavuje asi najvyššiu časť vrchného eocénu až spodný oligocén.

Pri výskume vnútorných kotlín nestretli sme sa s morskými spodnomiocénnymi sedimentmi, o ktorých sa zmiňuje D. Š t ú r (1868) v údolí Hrona. C i c h a (1960) považuje sedé až modrošedé jemne piesčité nevrstevnaté vápnité íly z odkryvu z Lubietovej za akvitán. Z litologického porovnania vyplýva, že súvrstvie, ktoré mal na zreteli Cicha, je totožné s naším slienito-ílovcovým súvrstvom (najvyššia časť vrchného eocénu, pravdepodobne spodný oligocén). Potvrdzuje to i vrt P-8, situovaný v blízkosti odkryvu v Lubietovej. Pri stratifikácii neogénnych sedi-

mentov opierali sme sa len o palynologické výsledky. Podľa nich určité rozdiely v peľových spektrách pozorované medzi vrtní P-1 (andezity, tufity s vložkami uhlia) a P-2 (tufy, tufity, uhoľné íly, uhlie a diatomity) sú najpravdepodobnejšie podmienené rozdielnym stratigrafickým postavením. Sedimenty vo vrte P-1 patria pravdepodobne tortónu, kým vo vrte P-2 sú o niečo mladšie (sarmat — spodný panón). Celú hronskú štrkovú formáciu považujeme za pliocén.

LITERATÚRA

- [1] Bako J., 1958: Výpočet zásob diatomitu v Dúbravici v kategórii C₂. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Cicha I., 1960: Zpráva o nálezu spodního miocénu mořského vývoje u Lubietové, záp. od Banské Bystrice. Věstník UUG, roč. XXXV, Praha. — [3] Cookson I., 1953: Difference in microspore composition of some samples from a bore at Comaum, South Australia. Aust. I. Bol. — [4] Cookson I., 1956: On some australian tertiary spores and pollen grains that extend the geological and geographical distribution of living genera. Royal society of Victoria Vol. 69. — [5] Čechovič V., 1944: Zpráva o prieskume uhľonosného terénu medzi Zvolenom a B. Bystricou. Rukopis; geologický posudok 1944, Handlová. — [6] Čechovič V., 1950: Zpráva o výskumných prácach v teréne medzi B. Bystricou a Zvolenom. Rukopis; geologický posudok 1950, Handlová. — [7] Fiala F., 1936: Hlavné formy rozpadu sopečných hornín Slovenského Stredohoří. Osobitný odtlačok z čas. Věda přírodní 17, č. 6—8, Praha. — [8] Kedves M., 1960: Etudes Palynologiques dans le Bassin de Dorog I. Pollen et Spores, Paris. — [9] Kedves M., 1961: Etudes Palynologiques dans le bassin de Dorog II. Pollen et Spores, Paris. — [10] Krivánné H. E., 1961: A Dorogi Borókási medencérsz középsőeocén barnakőszénözletének palynologiai rétegtana. Földtani közlöny 91/1, Budapest. — [11] Krutzsch W., 1957: Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. Zeitschrift für angewandte Geologie, Heft 11/12. — [12] Krutzsch W., 1959: Mikropaläontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geologie, Beiheft 21—22, Berlin. — [13] Koutek J. — Andrusov D., 1937: O nálezu fauny v paleogénu u Priechodu nedaleko B. Bystrice. Věstník SGÚ XIII, Praha. — [14] Losert J. — Náprstek U., 1957: Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a B. Bystricou. GP, Zprávy 11, Bratislava. — [15] Nemčok A., 1957: Vplyv geologických štruktúr na morfológický vývoj doliny Hrona. Geol. sborník VIII/2, Bratislava. — [16] Oszast J., 1960: Analiza pyłkowa ıłow tortonskich ze Starych Gliwic. Monographie botanice Vol. IX, Warszawa. — [17] Planderová E. — Snopková P., 1960: Palynologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dúbravica. Geologické práce, Zprávy 19. — [18] Pokorný V., 1960: Nové poznatky o mikrobiostratigrafii terciéru Žďanického lesa. Čas. pro min. a geol., Praha. — [19] Potonie R. — Thomson P. W. — Thierygart E., 1951: Zur Nomenklatur und Klafifikation der neogenen Sporomorphae. Geologisches Jahrbuch für das Jahr 1949 Band 65, Hannover. — [20] Senes J., 1955: Vývoj terciéru na generálnej mape Banská Bystrica. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Subbotina N. N., 1953: Globigeriny, Chantkeninidy i Globorotaliidy. Iskopaemyje foraminifery SSSR, Tr. VNIGRI, Leningrad—Moskva. — [22] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrbuch d. k. k. geol. RA., Wien. — [23] Štúr D., 1960: Práce Dionýza Štúra, vybrané state (preklad do slovenčiny) SAV, Bratislava. — [24] Świdzinski H., 1947: Słownik stratygraficzny polnocnych Karpat fliszowych. Panstw. Inst. Geol. Biul. 37, Warszawa. — [24] Thierygart F., 1942: Mikropaleobotanische Mit-

teilungen. Reichstelle f. Bodenforschung 61/109. — [25] Thomson P. W. — Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica Band 94, Stuttgart. — [26] Woodhouse R. P., 1933: Tertiary pollen: II. Pollen of the Green River oil strales. Bull. Torrey Bot. Club 60, 479, N. York.

PLANDEROVÁ—PULEC—SAMUEL—VAŇOVA

BEMERKUNGEN ZU LITHOLOGISCH-STRATIGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSEN IM BANSKÁ BYSTRICA UND ZVOLEN-KESSEL

In der vorliegenden Arbeit werden die lithologisch-stratigraphischen Ergebnisse des Studiums der inneren Becken um Zvolen und Banská Bystrica, wie auch Lubietová übermittelt. Es wurden folgende Fazies ausgliedert:

1. basale transgressive Lithofazies: a) basale dolomitische Konglomerate, Brekzien und Sandsteine; b) bunte Brekzienschichten;
2. Sandstein-pelitische und tonige Lithofazies;
3. Mergel und Kalktone mit dünnen Sandsteinlagen (Bohrung P-4 und P-8);
4. Andesite und deren Tuffite mit dünnen Kohleneinlagerungen (Bohrung P-1);
5. Schichtfolge mit Tuffen, Tuffiten, kohligen Tonen und Diatomiten (Bohrung P-2);
6. die Schotterformation längs des Flusses Hron (Gran).

Die *basale transgressive Lithofazies* liegt dem Mesozoikum diskordant auf. Material der Konglomerate ist fast homogen; es dominieren da mitteltriassische Dolomitgerölle.

Die Sandsteinlagen aus der Bohrung P-3 und aus der Umgebung von Rudlová enthalten reiche Grossforaminiferenfauna; massenhaft wurden lediglich *Nummulites striatus striatus* (Brug.), *N. incrassatus incrassatus* Harpe und *Dyscocyclina* sp. gefunden. Auf Grund dieser Assoziationen können wir das Alter der Schichten etwa in den Rahmen höheres Lutetien — Obereozän stellen. In der Bohrung P-3 auf Grund der vertikalen Verbreitung der festgestellten Nummulitenfauna dürfte die Ablagerung der Schichten etwa im Oberpriabon verlaufen. In dieser Bohrung hat man auch reiche Pollenfunde festgestellt, besonders *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot. und Sporen der Fam. *Lygodium* und *Cyngulatisporites*. Ziemlich häufig sind auch Pollen der Art *Extratropopollenites tiergarti* R. Pot., die Thomson nur aus dem älteren Paläogän erwähnt. Die Formen *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. und *C. hungaricus* Kedves werden aus dem ganzen Eozän (Kedves 1960) geführt. Sporen der Gattung *Cicatricosisporites* stellen da nur Übergangsformen dar; W. Krutsch (1957) führt sie als *Schizea eocenica* aus dem Geiseltal (Gruppe 4). Dem Pollenspectrum nach gehört die studierte Schichtfolge etwa dem Obereozän.

Die Mergel-tonige Lithofazies. Übergang aus dem untypischen Flysch in die hangenden Schichten ist allmählich; in der Bohrung P-3 nimmt die psammitische Komponente zu Gunsten der pelitischen dem Hangenden zu rasch ab. Analogische Verhältnisse wurden auch in der Bohrung P-4 und P-8 festgestellt.

Die Artenzusammensetzung der Globigerinenfauna aus dieser Bohrung ist zwischen 112,70 m und 50 m im wesentlichen beständig. Am häufigsten kommt die Art *Globigerina bulloides* Orb. (N. N. Subbotina 1953) vor; dann folgen *Gl. cf. eocaena* Gumbel, *Gl. ex gr. eocaena* Terq., *Gl. cf. linaperta* Finlay. Vereinzelt sind *Turborotalia (T.) centralis* (Cushm. & Berm.), *T. (T.) cocoensis* (Cushm.) zu finden. In der Tiefe um 50 m kommen dazu: *Gl. officinalis* Subb., *Gl. ex gr. ciproensis* Bolli. Diese Schichtfolge stellen wir zum Obereozän. In der Tiefe 29–30 m kommt *Turborotalia (T.) centralis*, *T. (T.) cocoensis* und *Gl. ex gr. eocaena* nicht mehr vor. Die dominante Stellung nimmt *Gl. officinalis* Subb., und

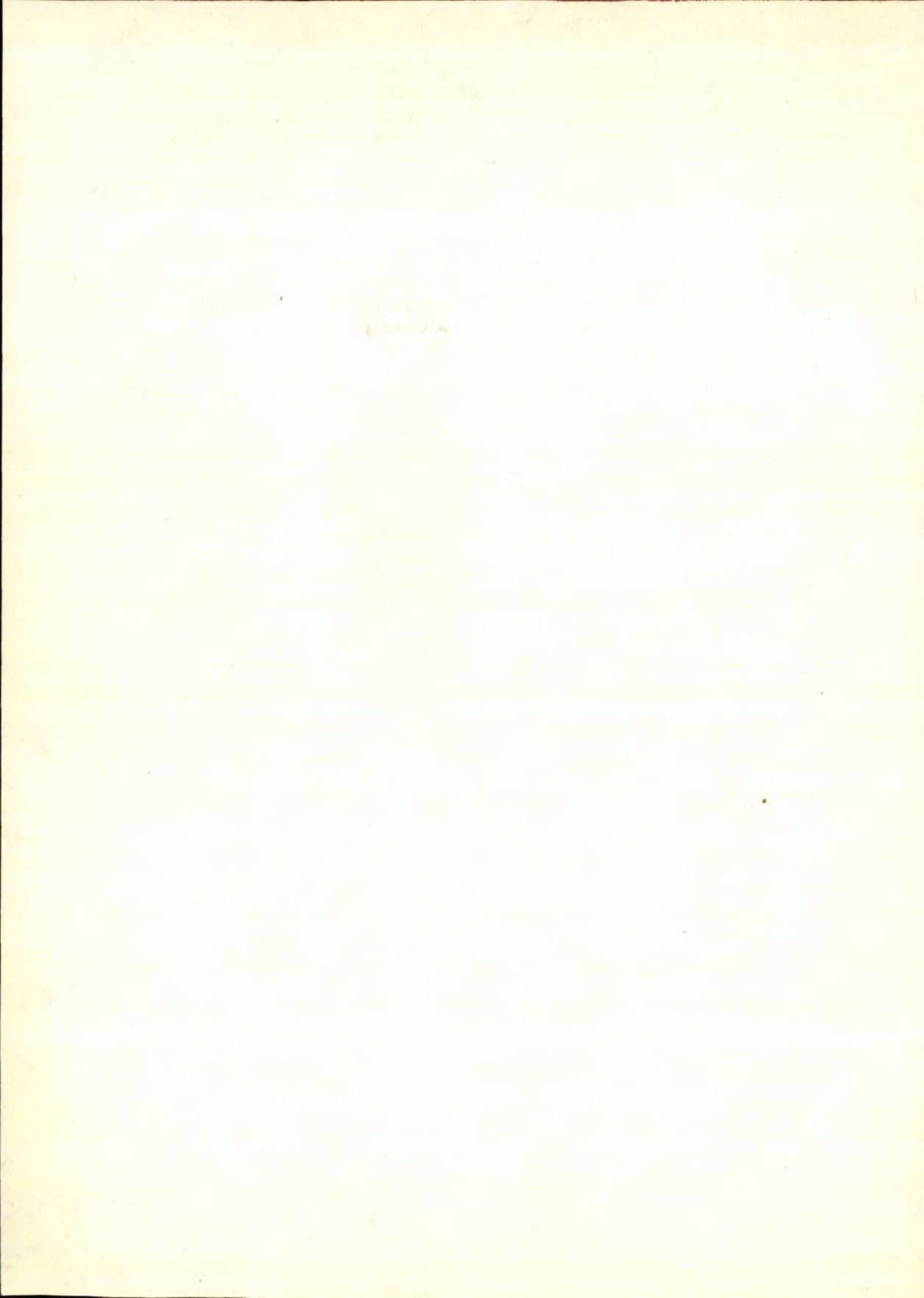
Gl. bulloides Orb. ein. Diese Assoziation hat mehrere Merkmale gemeinsam mit der Kaukasischen Zone. Die Bolivina-Form, hält neustens V. Pokorný (1960) für eine unteroligozäne Form. Fast identische Artenzusammensetzung finden wir auch in der Bohrung P-8 und im Oberteil der Bohrung P-3.

Palynologisch haben wir die Bohrung P-4 und P-8 von der Umgebung von Lubietová studiert. Im Pollenspektrum haben wir grosse Mengen von *Dinoflagelata* gefunden. Stratigraphische Bedeutung kommt der Art *Ephedra notensis* Cookson I zu, die Thiergart (1942) aus dem Paläozän von Hamburg und Woodeshause (1933) aus dem Eozän von Green River erwähnt. Vereinzelt kommen im Bohrmaterial auch *Cicatricosisporites* und *Extratriporepollenites* vor (die Artenzusammensetzung siehe im slowakischen Text auf S. 151—153). Auf Grund der palynologischen Analyse scheint die studierte Schichtfolge aus der Bohrung P-4 und P-8 jünger zu sein als P-3 und entspricht etwa dem Obereozän bis Unteroligozän.

4. *Andesite und Tuffite mit Kohleeinlagerungen* hat man in der Bohrung P-1 festgestellt, wo vereinzelte tropisch-subtropische Pflanzelemente (*Sapotaceae*, *Lygodium* u. ä.) vorkommen, welche in der Bohrung P-2 nicht mehr zu finden sind. Deshalb nehmen wir an, dass die studierte Schichtfolge wahrscheinlich dem Torton entspricht.

5. *Tuffe, Tuffite und verkohlte Tone*, wie auch Diatomite haben wir in der Bohrung P-2 bei Sielnica festgestellt. Das Material enthält (besonders Kohle und Tone) reiche *Sporomorphen*. Palynologisch wurde bisher nur die tonig-kohlige Schichtfolge zwischen 186—222 m tief studiert, wo die Schichten ausgesprochen obermiozänen Charakter haben. Häufig kommen da Laubbäume, seltener auch Farnkräuter vor. Es dominieren da *Polypodiaceae*, *Osmundaceae* und *Schwammsporen*. Auf Grund der Korrelation mit dem Pollenspektrum von Dúbravica (Planderová — Snopková 1960) stellen wir die tonig-kohlige Schichtfolge in der Bohrung P-2 auch zum Sarmat bis Unterpannon. Klimatisch gehören die Pflanzenvergesellschaftungen etwa in die subtropische Zone mit häufigeren Florenkomponenten, welche bereits in die gemässigte klimatische Zone fallen.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava



IVAN KRÝSTEK

KYSELÉ TUFITY V BURDIGALU BÁNOVSKÉ KOTLINY

Pyroklastika kyselého burdigalského vulkanismu jsou delší dobu známa z východního a jižního Slovenska a severního Maďarska (např. Čechovič 1948, 1949; Seneš 1949); za burdigalské pokládá Kuthan (1948) rhyolity od Fintic a z tiské nížiny. V r. 1959 popsal svrchno-burdigalský tufit z vídeňské vnitrokarpatské pánve z lokality Týnec autor. V témže roce popsala M. Marková velmi zajímavé výskyty kyselého vulkanického materiálu z vrtyby Velká Čausa 3 a z rýhy u téže obce. Autorka považuje tento materiál za rhyodacitový.

V roce 1959 upozornila mne dr. Brestenská z GÚDŠ v Bratislavě na výskyty vulkanického skla v mikropaleontologických výplavech sedimentů burdigalu Bánovské kotliny, a to z vrtu u obce Podlužany a dále v několika povrchových odkryvech. Pro tuto práci měl jsem k dispozici pouze materiál ze vzpomínutého vrtu. Orientačně byly zpracovány 3 vzorky (122–123 m, 224–228 m, 273–274 m), které byly již při odběru nápadně odlišné od ostatních sedimentů; není vyloučeno, že při podrobném zpracování ostatních hornin bylo by možno nalézt vulkanogenní materiál v menším množství i v některých jiných intervalech. Zpracované tufity liší se od ostatních hornin vrtby, vesměs světle až tmavěšedých nazelenalých jíílů a slinitých jíílů s větší nebo menší písčitou příměsí, svou bělavou barvou, případně zvýšenou písčitostí a konečně charakteristickou drsností na omak. Ve všech třech horizontech je již makroskopicky pozorovatelný hojný biotit. Mocnost, pokud ji bylo možno z neúplně zachovaných jader posoudit, není velká a nepřesahuje pravděpodobně 10–15 cm, v horizontu 273–274 m dokonce 6 cm.

Vzhledem k malé mocnosti a malému průměru vrtních jader bylo k dispozici pro laboratorní zpracování jen velmi málo materiálu. Zvolili jsme proto poněkud jiný způsob zpracování, než obvykle (Krystek 1958, 1959). Z normální navážky provedli jsme pouze kalcimetrickou a dolomimetrickou analýsu titrační metodou. Zbytek materiálu se po zvážení rozdružil a plavil na sítěch s průměry ok 0,06 mm, 0,10 mm a 0,25 mm. Byly tak získány sice poněkud neúplné granulometrické analýsy, avšak zabránilo se ztrátám vulkanického skla, ke kterým dochází v Kopecského přístroji. Výsledky však přece dávají do značné míry pravděpodobný obraz o zrnitostním

složení zkoumaných sedimentů. Materiál granulometrických analys posloužil nám dále pro separace těžkých a lehkých minerálů dvou frakcí, 0,06–0,25 mm a větší než 0,25 mm. Stanovení uhlíčanů provedla M. Vítková, granulometrické analysy R. Burkhardt.

O výsledcích analys informují nejlépe připojené tabulky.

T a b. 1. Granulometrické, kalci- a dolomimetrické analysy:

Vzorek	kalcit %	dolomit %	arenit %	silt %	lutit %	klasifikace
122– 123 m	0,17	2,96	14,0	44,0	86,0	subsilt
224– 225 m					42,0*	
273– 274 m	—	1,64	16,6	30,4	53,0	arenitosiltový lutit
273– 274 m	0,17	2,63	3,6	54,4	94,4 42,0	lutitový silt

* Procentuální obsah siltu a lutitu odvozen jen přibližně z neúplné granulometrické křivky; tím i klasifikace je jen přibližná.

T a b. 2. Těžké minerály frakce 0,06–0,25 mm:

Minerál	122–123 m	224–225 m	273–274 m
granát	0,7	0,9	11,7
staurolit	—	—	0,6
disthen	—	0,9	—
rutil	—	—	0,6
turmalin	—	—	1,2
epidot	—	—	1,2
zirkon	6,3	55,6	52,7
apatit	27,5	18,6	2,8
biotit vulkanogenní	65,3	24,0	29,2
hypersthen	0,2	—	—
magnetit	100,0	100,0	100,0
ilmenit	+	+	+
pyrit	+++	++	+
siderit	++	+++	+++
	+	—	—

T a b. 3. Těžké minerály frakce > 0,25 mm:

Minerál	122–123 m	224–225 m	273–274 m
apatit	3,7	—	—
biotit vulkanogenní	96,3	(+)	+
pyrit	100,0	—	—
siderit	+	—	—

T a b. 4. Lehké minerály frakce 0,06—0,25 mm:

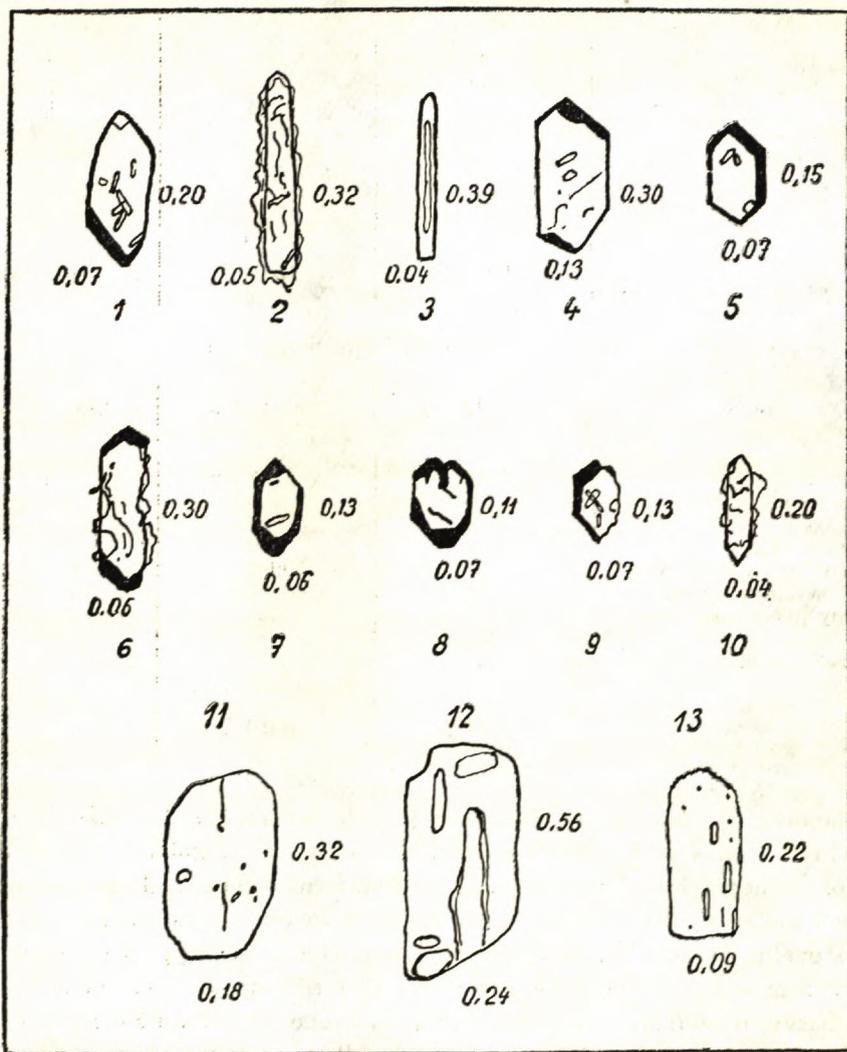
Minerál	122—123 m	224—225 m	273—274 m
křemen alfa	5,3	3,6	0,7
křemen beta	21,2	9,1	30,4
živce	6,8	2,4	5,0
vulkanické sklo	57,0	84,9	63,9
bělavé nevápňité agregáty	8,7	—	—
fosfority	1,0	—	—
biotit	+	+	+
	100,0 %	100,0 %	100,0 %

T a b. 5. Lehké minerály frakce > 0,25 mm:

Minerál	122—123 m	224—225 m	273—274 m
křemen alfa	5,1	1,8	+
křemen beta	8,6	6,2	+
živce	20,4	10,4	+
vulkanické sklo	14,2	13,0	—
agregáty vulkanického skla	—	66,0	} + + +
bělavé nevápňité agregáty	51,1	—	
agregáty jílových minerálů	—	2,6	
opál	0,6	—	—
zuhelnatělé rostlinné zbytky	+	+	+
	100,0 %	100,0 %	

Nejhojnější složkou lehké frakce, jak je vidět z tabulky, je *vulkanické sklo*. Je vyvinuto jednak ve formě střepovitých ostrohranných úlomků s hojnými bublinami plynu nepravidelně rozloženými, nebo ve formě žebrovitých úlomků s paralelními kanálky vyplněnými agregátně zhášeující hmotou; nebo obsahuje protáhlé nebo i oválné plynové bubliny, seřazené paralelně s kanálky. Ve vzorku z hl. 224—225 m se vyskytoval ještě 3. typ skla ve formě střepovitých úlomků světlehnědé barvy, upomínající na některé typy, nalezené M. Markovou (1959) v sedimentech burdigalu severního okraje handlovské uhelné pánve. Index lomu skla je u všech typů a ve všech třech vzorcích stejný, velmi blízký 1,500.

Další bezpečně vulkanogenní složkou je *vyšší modifikace křemene*. Idiomorfni krystaly tohoto minerálu jsem nenalezl, zrna byla vždy ostrohranná, čirá, průhledná, s velmi řídkými inklusemi. *Křemen nižší modifikace* lišil se od předešlého vždy silnějším zakalením a větším opracováním. *Živce*, hojnější vždy v hrubší frakci, byly vesměs silně zakaleny. Basicita nebyla blíže určována, jedná se však vesměs o kyselejší plagioklasy. V některých vzorcích se vyskytovaly *bělavé neváp-*



1–2 zirkon ze vzorku z hl. 273–274 m. První zrno obsahuje drobné inkluse zirkonu, druhé je obaleno vulkanickým sklem; 3–6 typy zirkonů ze vzorků z hl. 122–123 m. Růžové zirkony jsou buďto dokonale idiomorfnní nebo jsou více méně zaoblené nebo korodované. V některých (3) jsou protáhlé plynové bubliny, v jiných (4–5) drobné inkluse zirkonu, některé jsou obaleny sklovitou hmotou (6); 7–10 typy zirkonů ze vzorku z hl. 224–225 m. Nejtypičtější je tvar zrna 7, hojně jsou i typy 8; 11–13 typy apatitových krystalů ze vzorku z hl. 122–123 m. Apatity jsou vesměr čiré, nezakalené, s inklusemi zirkonů nebo plynových bublin.

nité agregáty, které je možno podle analogických nálezů v kyselých tufitech z jiných lokalit považovat za produkty přeměny vulkanického skla a částečně i živců.

Z ostatních složek lehké frakce byla konstatována *opálová hmota* ve vzorku z hl. 122—123 m a *fosforitisované zbytky organických těl* ve vzorku z hl. 273 až 274 m. Také v těžkých frakcích všech tří vzorků převládají minerály vulkanického původu. Nejcharakterističtějším z nich je černý, silně pleochroický, často idiomorfnní *biotit* s hojnými inklusemi *apatitu* nebo *zirkonu*. Poslední dva minerály udávají také svým procentuálním zastoupením rozdíly v charakteru studovaných tufitů. Ve vzorku z hl. 122—123 m je procentuálně daleko více zastoupen *apatit* nežli *zirkon*, zatímco v tufitu z hl. 273—274 m jsou poměry obrácené: vzorek z hl. 224—225 m je svým vysokým procentem *zirkonu* blíže druhému, má však proti němu podstatně zvýšené % *apatitu*. Tyto rozdíly je možno podle mého názoru považovat za primární, poněvadž *apatit* i *zirkon* jsou transportovány z větší části společně s *biotitem* jako jeho inkluze. K oddělení dojde teprve při sedimentaci, dokonce možná z větší části až při laboratorním zpracování horniny.

Ze všech tří vzorků byla provedena diferenciálně termická analýza (M. Michalíček). Ve vzorcích z hl. 273—274 m a z hl. 224—225 m byly zjištěny jílové minerály *montmorillonitického typu*. Ve vzorku z hl. 122—123 m bylo zjištěno tak malé množství jílových minerálů, že při dané citlivosti použitého aparátu nebylo možno zjistit jejich typ.

Závěr

Všechny tři studované vzorky je možno považovat za tufity a to s největší pravděpodobností rhyolitové. Svým charakterem jsou prakticky shodné s kyselým vulkanickým materiálem, popsaným M. Markovou (1959) ze severního okraje handlovské uhelné pánve a patří bezpochyby k těmž vulkanickému centru. Z dosavadních skrovných znalostí o rozšíření a charakteru kyselého burdigalského vulkanismu nelze prozatím ani přibližně určit oblast, ze které tento eolicky transportovaný materiál pochází.

LITERATURA

[1] Čechovič V.: Zpráva o prieskume Modrokamenskej uhoľnej panvy v roku 1946—47. Archív VÚ ČND Brno. — [2] Čechovič V.: Zpráva o prieskume Juhoslovenskej uhoľnej panvy v r. 1948. Archív VÚ ČND Brno. — [3] Čechovič V.: Zpráva o prieskume Juhoslovenskej uhoľnej panvy v r. 1949. Archív VÚ ČND Brno. — [4] Krystek I.: Použití sedimentárně petrografických metod při výzkumu tufitických sedimentů. Geologické práce, Zoš. 49, Bratislava 1958. — [5] Krystek I.: Petrografie tufitických hornin z oblasti vídeňské vnítkarpatské a vnětkarpatské pánve, Geolog. práce, Zoš. 54, Bratislava 1959. — [6] Kuthan M.: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ Bratislava 1948, zoš. 17. — [8] Seneš J.: Zpráva o geologickom mapovaní pohraničného územia medzi Lučencom a Raďovcami. 1949. Archív VÚ ČND Brno. — [7] Marková M.: Petrografia sedimentárnych hornín severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zoš. 53, Bratislava 1959.

SAUERE TUFFITE IM BURDIGAL IM TALE BÁNOVSKÁ KOTLINA

Pyroklastische Gesteine des saueren burdigalischen Vulkanismus sind seit längerer Zeit aus der Ost- und Südslowakei bekannt (z. B. Čechovič 1948, 1949; Seneš 1949).

Aus Initiative von Dr. E. Brestenská habe ich im Jahre 1959 einige Proben der Tuffitgesteine aus der Bohrung von Podlužany im Tale Bánovská kotlina studiert. Diese Tuffite bilden in den burdigalischen Sedimenten etwa 6–15 cm mächtige Einlagerungen. Es handelt sich um saure Tuffite, höchstwahrscheinlich der Rhyolithphase, welche den von M. Marková (1959) aus dem Burdigal am Nordrande des Kohlenbeckens von Hadlová beschriebenen Tuffiten ähnlich sind.

Auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse über den burdigalischen sauren Vulkanismus kann man vorläufig nicht einmal annähernd feststellen, aus welchem Gebiete dieses Material stammt.

JOZEF FORGÁČ

ZJAVY POSTVULKANICKEJ ČINNOSTI NA VÝCHODNOM ÚPÄTÍ PREŠOVSKO-TOKAJSKÉHO POHORIA

Tento príspevok naväzuje na prácu E. Lengyela (1936) z južnej časti Tokajského pohoria a podáva stručný rozbor jednotlivých typov kremeňa, ich vzťah k okolitým horninám a k pyritizácii, resp. karbonatizácii. E. Lengyel (1936) uvádza, že kremeň (jaspis) temer vždy vyplňuje pukliny na dôležitých tektonických zónach smeru NW—SO, zriedka NO—SW, 1—2 cm až 1—2 m široké. Ich rozloženie je zároveň smerom línií postvulkanického zlomového systému. Kremeň sa vylučoval počas ryolitových i andezitových erupcií v nasledujúcej postupnosti: opál → chalcedón → lutécit → kvarcín → kremeň.

Na študovanom území sme tieto zjavy zistili na viacerých miestach na V strane vulkanického masívu Prešovsko-tokajského pohoria, v úseku Byšta—Ruskov — v dĺžke ca 17 km (pozri obr. 1). Rozloženie týchto výskytov nenasvedčuje tomu, žeby vystupovali v líniách podobne, ako je tomu na maďarskej strane; ide tu skôr o určitý nepravidelný systém. Ani vylučovanie kremeňa nedosiahlo u nás takú intenzitu, takže hrúbka žiliek sa pohybuje od 1 mm do 2 cm.

Zjavy postvulkanickej činnosti na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria sa okrem iného prejavujú vylučovaním kremeňa vo forme žiliek, povlakov, výplní mandlovcových dutín i tmeliacej hmoty. Na niektorých miestach vystupuje spolu s pyritom a uhličitanom. Vylúčeniny kremeňa majú rôzne farebné odtiene, najčastejšie sú matné, menej ružovkasté, fialovkasté, hnedasté a mliečne biele, ojedinele aj voskovohnedé a tmavošedé.

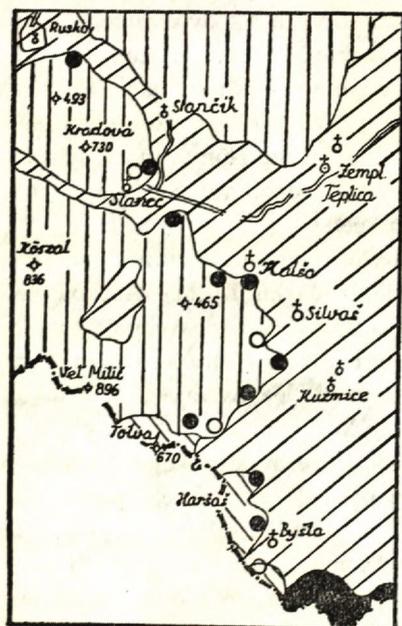
Charakteristika jednotlivých typov kremeňa

Vylúčeniny kremeňa tvoria v študovanom území žilky, povlaky a tmeliacu hmotu. Žilky kremeňa sa vyskytujú v komplexe pyroxenického andezitu, menej ryolitu; ich hrúbka je 1 mm až 2 cm, dĺžka niekoľko cm až 1,50 m. Zistili sa

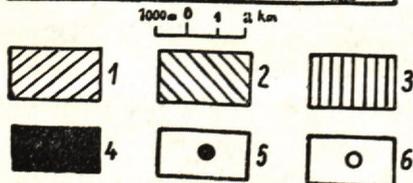
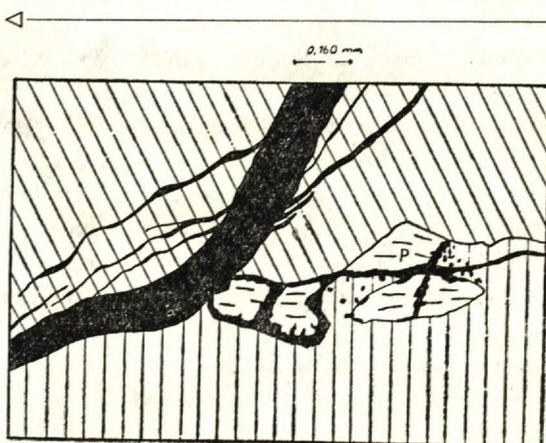
v spomínanom pruhu Z od Byšty—Hrubý les, SZ od Kuzmíc na kóte Hórka, pri osade Torkoš, Z od Slivníka vo výmole potoka, v kameňolomoch Z od Kalše, pri železničnej stanici Slanec a v Ruskove.

Najmarkantnejšie vystupujú v kameňolome pri železničnej stanici Slanec a v okolí, kde vo forme nepravidelnej siete alebo ojedinelých žiliek prestupujú pyroxenický andezit. Nachádzajú sa spolu s pyritom a kalcitom, ktoré tvoria tiež tenké žilôčky. Kremeň je prevažne svetlej farby, polopriehľadný, modrastý, fialovkastý, ružovkastý a hnedastý.

Mikroskopicky žilky kremeňa majú výraznú symetrickú stavbu. Jednotlivé zóny žiliek tvoria rôzne modifikácie kremeňa (opál, chalcedón, lutécit, kvarcín, kremeň). Jednotlivé zóny sú od seba ostro ohraničené a na seba narastajú (obr. 3). Na styku žilky kremeňa s okolitou horninou vo forme tenkých zón (do 0,030 mm) vystupuje opál svetlej farby, so slabým odtieňom do šedohneda, izotropný s matným leskom a drobným hubovitým povrchom; hodnota n je nižšia než u kanadského balzamu. V dopadajúcom svetle je slabo mliečne zakalený; menej zastúpený je číry opál — hyalit. Opál sa pri jednom nikole s nahnedlým odtieňom pri postupnej kryštalizácii stáva čírym. Tento zjav potvrdzuje názor E. Lengyela (1936), že rôzne farebné odtiene modifikácií SiO_2 (jaspisov) nie vždy sú podmienené prítomnosťou rudného pigmentu.

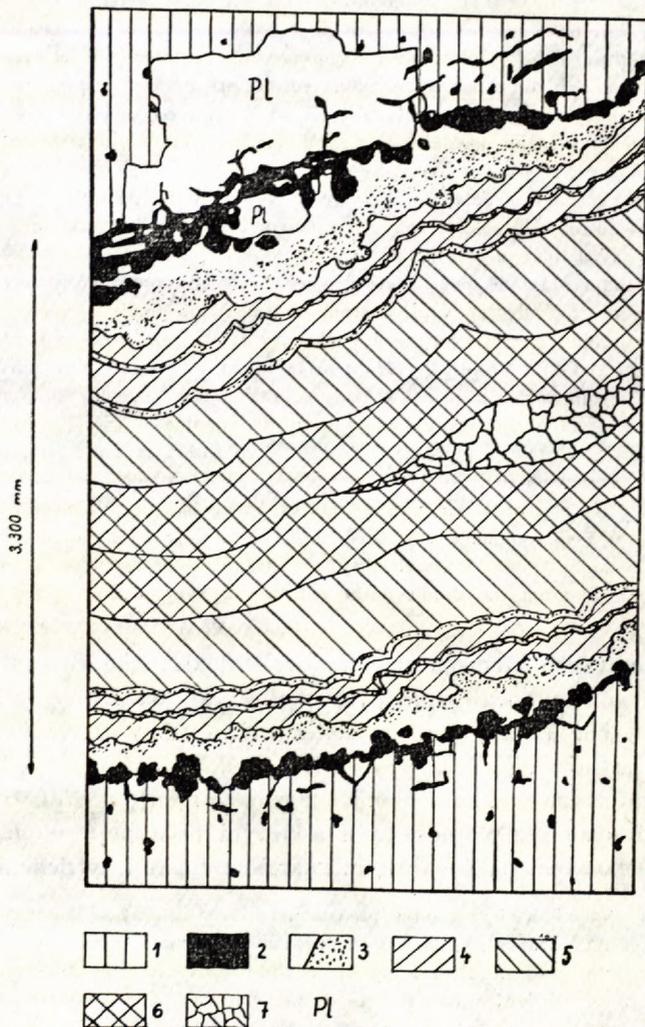


Obr. 1. Schéma rozloženia vylúčení kremeňa v teréne. 1 — sedimenty neogénu; 2 — rylolity a ich pyroklastiká; 3 — andezity a ich pyroklastiká; 4 — kryštalikum; 5 — lokality vylúčení kremeňa na prírodných východoch; 6 — vylúčení kremeňa nájdené v úlomkoch sutín.



Obr. 2. Karbonátová žilka preniká cez žilku kremeňa v pyroxenickom andezite. 1 — karbonát; 2 — kremenná žilka (modifikácia SiO_2 vcelku); 3 základná hmota pyroxenického andezitu; P — porfyrická výrastlica pyroxénu.

Na zonárnej stavbe žíliek sa najviac podieľa chalcedón, ktorý sa vyznačuje výraznou zonárnosťou radiálne vláknitého agregátu. Jednotlivé zóny tvorené chalcedónom často na seba narastajú; šírka zón sa pohybuje medzi 0,160—0,480 mm. Chalcedón v týchto zónach tvorí vláknité zväzky a chumáčiky, niekedy spolu s lutécitom. Vlákna lutécitu sa s vláknami chalcedónu buď preplietajú, alebo s nimi zrastajú. V ďalších zónach chalcedón tvorí zväzky s tenkými vláknikami. Pukliny, ktoré sa klinovite zužujú, sa postupne zaplňujú a jednotlivé zóny postupne narastajú od stien



Obr. 3. Zonárna stavba kremennej žilky v pyroxenickom andezite. 1 — základná hmota pyroxenického andezitu; 2 — zhluky pyritu; 3a — hydrogel kyseliny kremičitej, pri skrížených nikoloch izotropný; 3b — hydrogel kyseliny kremičitej so začiatočným štádiom kryštalizácie drobných vlákní kvarcínu; 4 — vláknitý vývoj chalcedónu; 5 — chalcedón s lutécitom vo vývoji zväzkovitom a chumáčkovitom; 6 — jemne vláknitý až plstnatý vývoj chalcedónu; 7 — agregát kremeňa v strednej časti žilky; Pl — porfyrická výrastlica plagioklasu v pyroxenickom andezite.

smerom do stredu. V miestach zúženia sú pukliny úplne vyplnené, a to tak, že jednotlivé zóny chalcedónu s rovnakými vláčkami sa v strede pukliny klinovite stýkajú. V smere rozširovania pukliny symetricky sledujú jej priebeh. Stredné časti žiliek sú niekedy prázdne, alebo vyplnené nepravidelným agregátom kremeňa mozaikového usporiadania (obr. 3), prípadne kalcitom.

Povlaky a kôry na andezitoch a ryolitoch nachádzame temer na všetkých spomínaných lokalitách; majú rovnaké zloženie ako výplň kremenných žiliek. Líšia sa však svojou asymetrickou stavbou. Ich hrúbka sa pohybuje od 1 mm do 2–2,5 cm. Ich povrch má prevažne hubovitý až ladvinovitý tvar. SZ od Byšty — Hrubý les pozorovať na kôrach kremeňa tvorbu drobných stalagmitov a stalaktitov alebo geodov. Keď rôzne modifikácie kremeňa sa vylučujú vo forme povlakov a kôr na menších úlomkoch andezitu a ryolitu, pri svojom postupnom narastaní tieto úplne obalujú, až niekedy akoby ich „stmeľovali“ (Z od Kuzmíc na kóte Hôrka). Povlaky a kôry i v tomto prípade majú výraznú asymetrickú stavbu, čím sa líšia od kremeňa, ktorý tvorí tmeliacu hmotu.

Povlaky kremeňa nachádzame ďalej Z od Byšty vo výplni pórov po unikaní plynov v ryolite. Na vnútornej strane dutiniek sú súvislé zóny s rôznou modifikáciou kremeňa, niekedy sú dutinky aj úplne vyplnené, najmä opálom. Tento tvorí súvislé tenučké zóny na vnútornej strane dutiniek, ktoré postupne vyplňujú vláknité modifikácie kremeňa; niekedy opál tvorí zóny medzi týmito modifikáciami, prípadne niekedy aj vyplňa stred dutiniek miestami i celé dutinky. V izotropnom opále sú miestami roztrúsené drobné krátke zväzky vláknien radiálne papršlekovito usporiadané; vláčienka sú až 0,008 mm dlhé, zhášajú priamo, *chz* +. Podľa týchto znakov zaraďujeme ich ku kvarcínu. V ryolitových dutinkách z hydrogeľu kyseliny kremičitej najčastejšie kryštalizuje lutécit, menej kvarcín a chalcedón. Lutécit tvorí iba ojedinele súvislé zóny na vnútorných stenách bubliniek, alebo vystupuje uprostred ich výplne vo forme radiálne papršlekovitých vláknitých zväzkov a chumáčikov (0,022–0,051 mm dlhé). Zháša šikmo — okolo 29° (25–33°) s indexom lomu vyšším ako opál, ale nižším ako kanadský balzam. Vlákňité agregáty lutécitu vystupujú často spolu s chalcedónom a kvarcínom. Chalcedón tvorí iba ojedinele súvislé zóny, kvarcín vystupuje niekedy aj ako hrubovláknitý uprostred výplne dutiniek, alebo tvorí súvislú zónu s chalcedónom. Smerom do stredu dutinky prevláda kvarcín, kým stredné časti vyplňa agregát kremeňa.

Popri rôznych typoch kremeňa sme sledovali aj klastické vulkanické horniny, tmelené kremeňom. Študovali sme dve lokality, JZ od Byšty, pri čs.-maďarských hraniciach, kde úlomky ryolitu tmelí svetlý, mliečny až ružovkastý kremeň. Z od Breziny na kóte 325,2 sa vyskytuje spevnená hornina svetlošedej farby s peliticko-psamitickým tmelom a úlomkami pemzy, menej perlitu, živcov, kremeňa, ryolitu a pyroxenického andezitu, ku ktorým pristupujú úlomky číreho až mliečne zakaleného kremeňa (opálu), miestami so znakmi vytriedenia materiálu.

Na prvej lokalite tmeliacu hmotu predstavuje hlavne drobný až submikroskopický agregát kremeňa; pri značnom zväčšení kremeň tvorí prevažnú časť tmelu spolu s vláknitými zväzkami kvarcínu, menej vláknitého chalcedónu a ojedinele chumáčkovitého lutécitu. Hydrogeľ kyseliny kremičitej je v hornine rozložený v nepravidelných políčkach a spolu s vláknitými modifikáciami SiO₂ vytvára takzvané kolomorfné štruktúry. Najčastejšie z hydrogeľu kyseliny kremičitej kryštalizuje vláknitý kvarcín, ktorý prechádza v ďalšom štádiu kryštalizácie do agregátu kremeňa. V niektorých prípadoch z hydrogeľu kryštalizuje jemne vláknitý až plstnatý chalcedón, ktorý prechádza do zväzkov kvarcínu, vklínajúcich sa do agregátu kremeňa.

Zväzky kvarcínu pri jednom nikle vykazujú výraznú zonárnosť, podobnú, ako pri narastaní jemne vláknitého chalcedónu. Pri skrížených nikloch kvarcín nesleduje uvedené zóny, ale zväzky prechádzajú z jednej zóny do druhej.

Klastické úlomky ryolitu, tmelené takýmto tmelom, majú vitrofýrickú základnú hmotu, s ojedinelými výrastlicami plagioklasu (oligoklas — kyslý andezín) a biotitu. Úlomky ryolitu sú slabo kaolinizované a zatlačované modifikáciami SiO_2 .

Tmeliaca hmota spevnených polôh v pyroklastiku Z od Breziny je prestúpená hydrogelom kyseliny kremičitej, ktorá tvorí číre fliačky rôznych tvarov, vyplnených izotropným opálom (hyalit) max. 0,400 mm, najčastejšie pod 0,050 mm veľké. Z izotropnej gelovitej kyseliny kremičitej kryštalizujú drobné vláknité jedince, tvoriace roztrúsené zhluky s radiálne paprškovitým usporiadaním. Často sú rozmiestnené na periférii izotropných fliačkov a v radiálnom usporiadaní smerujú do ich stredu, takže niekedy pripomínajú čiastočný lem na periférii izotropného číreho opálu. Dĺžka vláknitých jedincov je max. 0,015 mm, ojedinele až 0,025 mm. Zháňajú priamo; *chz* +; zaraďujeme ich ku kvarcínu. V tmeliacej hmote sú ojedinelé povlaky a zhluky Fe oxydov.

V klastických úlomkoch je zastúpený andezit, opál, ryolit, perlit, pemza, jedince kremeňa a plagioklasu.

Klastické úlomky pyroxenického andezitu sú najviac zastúpené a vyznačujú sa odlišným vývojom základnej hmoty. Najhojnejší je vývoj hyalopilitický, menej hyalopiliticko-skrytokryštalický, hyalopiliticko-mikrolitický a mikrolitický. Porfýrické výrastlice tvorí plagioklas (andezín — labradorit; $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ — $\text{Ab}_{70}\text{An}_{70}$). Tmavé minerály zastupuje hyperstén a augit. Na jednotlivých úlomkoch pozorovať rôznu stupeň premeny; ide o dva druhy premien, pri ktorých plagioklasy sú temer úplne čerstvé. Niektoré úlomky andezitu sú impregnované pyritom vo forme zhlukov rozosiatach v základnej hmote a na puklinách. Pyroxény zatlačuje uhličitan, ojedinele aj chryzotil (*ch z* +; zháňa priamo, lesklý, temer bezfarebný); uhličitan zatlačujú aj plagioklasy.

V iných úlomkoch sa nezistil pyrit a uhličitan. Plagioklasy sú čerstvé, kým pyroxény sú temer úplne premenené. Miesta pôvodných pyroxénov sú často vyplnené hydrogelom s počiatočným alebo úplným odnesením Fe oxydov. Pozorovať v nich kolomorfné štruktúry s roztrúsenými drobnými zväzkami radiálne usporiadaných svetlých vlákien s priamym zhášaním (*ch z* +). Rudný pigment magnetitu je zväčša zmenený na Fe oxydy.

Klastické úlomky číreho a mliečneho opálu majú prevažne ostrohranný tvar s ostrým ohraničením oproti tmeliacej hmote. Pri jednom nikole sú buď číre, alebo s drobnými šmuhami svetlošedej farby paralelného priebehu. Index lomu majú nižší ako kanadský balzam, v dopadajúcom svetle sú jemne zakalené. Pri skrížených nikoloch miesta číreho opálu sú izotropné; svetlošede šmuhy predstavujú počiatky kryštalizácie so slabými znakmi polarizácie. V submikroskopickom agregáte sú roztrúsené drobné zväzky vlákien (0,016 mm dlhé) s priamym zhášaním; *ch z* = chalcedón, a menej rozšírené s *ch z* + = kvarcín.

Na základe rozboru usudzujeme, že v čase sedimentácie tohto materiálu dochádzalo ku rozrušovaniu vulkanického komplexu (andezit, ryolit), ktorý predtým bol postihnutý pyritizáciou a preniknutý hydrogelom kyseliny kremičitej. Poukazuje na to na jednej strane rôznu stupeň premeny andezitových úlomkov a na druhej strane klastické úlomky opálu.

Rozrušený materiál bol odnášaný na malú vzdialenosť do depresí, kam v určitých časových intervaloch pritekala voda s obsahom kyseliny kremičitej, z ktorej sa tvoril opál, kvarcín a kremeň. Poukazujú na to polohy rôzne spevneného materiálu jednotlivými modifikáciami kremeňa, ako aj ostrohranný úlomkovitý materiál a náznaky jeho vytriedenia. Pri porovnaní tmelu a úlomkov opálov vidíme, že v tmeliacej hmote z hydrogelu začínal kryštalizovať zväčša priamo kvarcín, kým v úlomkoch klastického opálu prevláda v počiatočnom štádiu kryštalizácie chalcedón nad kvarcínom.

S ú h r n :

Pri štúdiu jednotlivých typov kremeňa pozorujeme, že jeho žilky majú výraznú symetrickú stavbu. Jednotlivé ostro ohraničené zóny tvorí prevažne chalcedón v rôznom vývoji. Na styku žiliek s okolitou horninou pozorovať užužké zóny opálu, z ktorého priamo kryštalizuje kvarcín; menej zastúpený je kremeň a lutécit. U povlakov a kôr jednotlivé zóny sú usporiadané asymetricky v rovnakom vývoji ako vo výplni žiliek. Trocha odlišné znaky majú zóny na vnútornej strane pórovitých dutiniek; v ich výplni z opálu najčastejšie sa tvorí priamo lutécit, iba menej kvarcín. Lutécit vystupuje aj spolu s chalcedónom a kvarcínom. V stredných častiach

T a b u l k a 1. Chemické zloženie jednotlivých typov kremeňa vo váh. %

Komponenty	1	2	3	4
SiO ₂	97,43	97,90	95,95	96,77
TiO ₂	stopy	stopy	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	0,11	0,03	stopy	stopy
Fe ₂ O ₃	0,17	0,33	0,24	0,87
FeO	0,20	0,78	2,59	1,44
MnO	stopy	0,01	0,02	0,01
MgO	0,07	0,09	0,03	0,01
CaO	0,08	0,09	0,09	0,08
Na ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,02
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,03
P ₂ O ₅	stopy	stopy	stopy	stopy
S	stopy	stopy	stopy	stopy
CO ₂	stopy	stopy	stopy	stopy
str. suš.	0,11	0,01	0,06	0,06
str. žih.	1,48	0,40	0,70	0,38
spolu:	99,70	99,68	99,76	99,69

Analyzoval: V. Dvonč. 1. výplň kremennej žilky v pyroxenickom andezite, kameňolom pri železničnej stanici Slanec; 2. kôra kremeňa na pyroxenickom andezite, ZSZ od Kuzmíc, kóta Hôrka; 3. kôra kremeňa na ryolite, Z od Byšty; 4. kremeň tmelu ryolitovej brekcie JZ od Byšty.

dutínok je miestami vyvinutý agregát kremeňa. V kremeni, tvoriacom tmeliacu hmotu úlomkov vulkanických hornín JZ od Byšty, je najviac zastúpený agregát kremeňa a kvarcín, menej opál, chalcedón a sporadicky lutécit. Z opálu sa tvorí najčastejšie kvarcín a kremeň. V tmeliacej hmote Z od Breziny je kremeň zastúpený vo forme číreho opálu s počiatočným štádiom kryštalizácie kvarcínu.

Príčinu vzniku rôznych modifikácií kremeňa v jednotlivých typoch treba hľadať v samotnom prostredí ich tvorby (abrazívne pH na styku andezitu a ryolitu s kyselínou kremičitou, vodné prostredie).

Chemické zloženie jednotlivých typov kremeňa

Chemizmus kremeňa sme sledovali za účelom zistenia presného obsahu jednotlivých komponentov; odber vzoriek sme volili tak, aby bol zastúpený celý pruh a rozličné typy kremeňa v andezite i ryolite.

Dve vzorky pochádzajú z ryolitového komplexu; jedna predstavuje tmel ryolitovej brekcie, tvorený opálom svetloružovkastej farby, druhá kôru kremeňa na ryolite. Z komplexu pyroxenického andezitu sme odobrali tiež dve vzorky; prvá predstavuje výplň kremennej žily v andezite, druhá vylúčeninu kremeňa vo forme kôry na pyroxenickom andezite.

Výsledky silikátových chemických analýz uvádzame v tab. 1, spektrálnych analýz v tab. 2; ich porovnanie s chemickým zložením gejziritov z recentných vulkánov Kamčatky je na tab. 3, rozbor vôd, z ktorých sa tvorili gejziry na tab. 4.

Tabuľka 2. Kvalitatívne spektrálne analýzy jednotlivých typov kremeňa

	100 — 1 %			1 — 1/100 %			1/100 — 1/10000 %	
1.	Si	—	—	—	Fe	Al	B, Ge, Mg, Be, Li, Cu, Na, Ti, Cr, Ca, Mn	Ag, Ba
2.	Si	—	—	—	Fe	Al, Zr	B, Mg, Be ?, Li, Cu, Na, Ti, Cr, Ca, Mn	Ag, Ba
3.	Si	—	—	Fe	Al, Mg	—	Na, B, Be, Ge, Li, Cu, Yb, Ti, Ni, Ba, Cr, Ca, Mn	Ag, Sr
4.	Si	—	—	—	Fe	Sb, Al, Mg	B, Be, Li, Cu, Na, Ti, Ba, Cr, Ca, Mn	Ag

Vyhotovil: J. Cubínek, 1. výplň kremennej žily v pyroxenickom andezite, kameňolom pri železničnej stanici Slanec; 2. kôra kremeňa na pyroxenickom andezite, ZSZ od Kuzmíc, kóta Hôrka; 3. kôra kremeňa na ryolite, Z od Byšty; 4. kremeň z tmelu ryolitovej brekcie, JZ od Byšty.

Rozbory chemických analýz ukazujú, že vylúčeniny kremeňa obsahujú 95,95 až 97,43 % SiO₂; ďalšie komponenty sú zastúpené menej ako 1 %. Obsah FeO vo vylúčeninách kremeňa v ryolite je podstatne vyšší (2,59–1,44 %) než v andezite (0,20–0,78 %). P₂O₅, S, CO₂ sú v analyzovaných vzorkách zastúpené iba v stopách. Pomerne nízky je obsah vody (strata sušením, strata žiňaním), hoci podľa mineralogického zloženia jednotlivých typov kremeňa by sa dalo očakávať väčšie zastúpenie vody. Tento zjav aspoň čiastočne môžeme vysvetliť silným vysušením hydrogeľu kyseliny kremičitej, prípadne unikaním (uvoľnením) určitého množstva vody v priebehu kryštalizácie hydrogela i po jeho kryštalizácii.

Spektrálnou analýzou sa zistili Ge, Sb, Ag, Cu, Be, Cr, Si a rad ďalších komponentov; ich prítomnosť súvisí s vyluhovaním (hoci v malej miere) z okolitých hornín, cez ktoré prechádzali roztoky v hlbších partiách.

T a b u l k a 3. Chemické zloženie gejziritov Kamčatky vo váh. %

Komponenty	1	2	3	4
SiO ₂	88,37	61,85	85,36	85,29
TiO ₂	0,05	—	stopy	—
Al ₂ O ₃	0,61	12,30	1,45	2,14
Fe ₂ O ₃	3,76	3,00	0,80	0,17
FeO	—	0,08	0,96	—
MnO	—	—	0,02	—
MgO	0,06	1,82	0,21	0,50
CaO	1,33	2,66	1,20	6,75
Na ₂ O	—	1,97	0,55	—
K ₂ O	—	1,97	0,19	—
P ₂ O ₅	0,12	—	—	0,02
As ₂ O ₃	0,21	—	—	0,52
B ₂ O ₃	0,17	—	—	0,21
SO ₃	0,11	1,06	0,17	0,06
H ₂ O – 110 H ₂ O + 110	5,15	12,73	5,18 3,74	nezis- tované
Spolu:	99,94	99,94	99,11	99,66

1. Gejzirit Velikana (dolina gejziritov); 2. kremitá kamenná múka z gejziru Velikana (dolina gejzirov); 3. gejzirit z Pauzetských prameňov; 4. gejzirit z rajónu Veľkých Kúpeľných prameňov (žriediel).

T a b u l k a 4. Chemické zloženie vody gejzírov z Kamčatky g/l

Komponenty	1	2	3
K ¹⁺	0,0599	0,0590	0,0382
Na ¹⁺	0,5972	1,0480	1,3100
Mg ²⁺	0,0037	0,0035	0,0128
Ca ²⁺	0,0256	0,0656	0,0169
Cl ¹⁻	0,8588	1,7130	0,1124
Br ¹⁻	0,0013	0,0025	—
SO ₄ ²⁻	0,1135	0,0804	0,5260
HCO ₃ ¹⁻	0,0810	0,0370	0,1660
CO ₃ ²⁻	0,0384	—	0,0830
H ₂ SiO ₃	0,3825	0,1560	0,2260
HBO ₃ ²⁻	0,0841	—	—

1. Voda gejzíru Velikana (dolina gejziritov); 2. voda gejzíru Paužetských prameňov; 3. voda gejzíru z rajónu Veľkých Kúpeľných prameňov (žriediel).

Pri porovnaní vylúčenín kremeňa s gejziritmi z recentných vulkánov Kamčatky vidíme, že prvé majú vyšší obsah SiO₂ a nižší obsah Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O a H₂O. Vyšší obsah H₂O v gejziritoch Kamčatky dá sa vysvetliť menším vysušením recentného hydrogeľa. Vyšší obsah SiO₂ a nižší obsah spomenutých komponentov vo vylúčeninách kremeňa v porovnaní s gejziritmi z Kamčatky vysvetľujeme si malými odchýlkami v chemickom zložení roztokov, vystupujúcich na povrch vo forme gejziritov, z ktorých sa postupne vylučoval hydrogel kyseliny kremičitej. Vody, z ktorých sa tvorili vylúčeniny kremeňa, pravdepodobne mali veľmi kyslý charakter (pH okolo 1,5–3). Hydrogel kyseliny kremičitej sa pravdepodobne vylučoval pri ochladení vody a unikaní plyných komponentov, čím sa znížila rozpustnosť SiO₂ vo vode. Nie je vylúčené, že aspoň menšia časť SiO₂ sa nachádzala v roztoku v koloidnej forme. Väčšie množstvo ostatných komponentov (Al, Fe, Ca a i.) v roztokoch dá sa vysvetliť tým, že v takom kyslom prostredí neboli priaznivé podmienky pre ich vylučovanie z roztokov.

Celkove však chemické zloženie jednotlivých typov kremeňa ukazuje na veľkú zhodu; podstatnejšie odchýlky nie sú dokonca ani v prípade, keď okolitou horninou je andezit alebo ryolit, alebo keď k ich vylučovaniu došlo vo vodných bazénoch, hoci po stránke mineralogickej a geologickej sú medzi jednotlivými typmi kremeňa značné rozdiely.

Premeny v okolitom andezite a ryolite

Andezit na miestach styku s vylúčeninami SiO₂ predstavuje pevnú horninu tmavej, šedej, svetlošedej až svetloružovej farby, ktorá sa mení z miesta na miesto.

Štruktúru má porfyrickú s rozličným vývojom základnej hmoty (vitrofyrický, hyalopilitický až hyalopiliticko-trachytický).

V kameňolome pri Slanci andezit je šedej až tmavošedej farby, blízko žiliek kremeňa impregnovaný pyritom. Na niektorých miestach na styku so žilkami SiO_2 je menšia koncentrácia pyritu vo forme tenkého povlaku, ktorý sleduje hranicu medzi andezitom a žilkami kremeňa. Spolu s pyritom a kremeňom vystupuje aj uhličitan vo forme žiliek, ktoré vyplňujú stredné časti kremenných žiliek, alebo vystupujú ako tenké žilky na styku andezitu s modifikáciami SiO_2 .

Andezit (ca 20 až 30 cm od kremennej žilky) tvoria porfyrické výrastlice plagioklasu v tabulkovitom vývoji; bázicitou odpovedajú andezín-labradoritu ($\text{Ab}_{54} \text{An}_{46}$ — $\text{Ab}_{36} \text{An}_{64}$). Z tmavých minerálov je zastúpený hyperstén, menej augit. Vývoj základnej hmoty je hyalopiliticko-trachytický až hyalopilitický. Rudný pigment tvoria drobné zhluky magnetitu, menej pyritu.

Plagioklasy a augit sú v hornine úplne čerstvé. Na periférii hypersténu a po puklinkách sa rozpadá, mení sa v geovitú izotropnú hmotu zelenomodratej, špinavozelenej až zelenohnedastej farby. Geovitá hmota podobných vlastností je vo forme drobných nepravidelných poličok rozložená i v základnej hmote. Pri vysychaní v poličkách nepravidelne praská a polička vyplnené hydrogelom pripomínajú dlaždicovitý agregát. Index lomu geovitej hmoty sa pohybuje od 1,498 do 1,542. Ich nahnedlý farebný odtieň pravdepodobne súvisí s obsahom Fe oxydov v koloidnej hmote, následkom čoho sa zvyšuje aj index lomu na 1,542.

Smerom ku kremennej výplni magnetitový rudný pigment ubúda a pribúdajú drobné zhluky pyritu. Postupne sa stupňuje premena pyroxénov a základnej hmoty a zvyšuje sa obsah spomínaných produktov rozpadu, z ktorých kryštalizuje jemne šupinovitý agregát. Plagioklasy si zachovávajú svoju čerstvosť. Produkty premeny prenikajú do pyroxénov často smerom od periférie a po puklinách, alebo tvoria nepravidelné polička. Zároveň sa objavujú aj drobné zhluky uhličitanu.

Na styku s kremennou žilkou sú pyroxény temer úplne rozložené a vyplnené jemnými šupinkami minerálu zelenomodratej, špinavozelenej až zelenohnedej farby. Drobnošupinkovitý agregát vykryštalizoval z pôvodnej geovitej izotropnej hmoty a je dosť hojný aj v základnej hmote.

Novovzniklý minerál má tieto vlastnosti: zháša priamo; $ch z +$; $n = 1,535$ až $1,556$; $D = 0,003$ až $0,004$. Index lomu sa zvyšuje s hnednutím, čo pravdepodobne súvisí s obsahom Fe oxydov v hydrogeli, z ktorého kryštalizoval. Podľa týchto optických konštánt minerál patrí *peninu*.

V základnej hmote spolu s jemnošupinkovitým agregátom a hydrogelom vystupuje aj svetlý minerál vo forme tabuliek alebo dlhých líšt, so slabými znakmi polarizácie a s ojedinelými lištovitými zrastami. Zháša priamo; $ch z +$; $n = 1,498$. Patrí pravdepodobne *zeolitu* (desmín?).

V tesnej blízkosti žiliek kremeňa je magnetitový pigment úplne nahradzovaný pyritom, ktorý tvorí zhluky pozdĺž stvkovej plochy vo forme lemu (šírka až 0,160 mm; vzorka 107 b). Takýto lem sa často rozvetvuje a preniká do okolitého andezitu, do základnej hmoty i do porfyrických výrastlíc. Plagioklasy sú na tomto stupni premeny temer úplne čerstvé. Pyrit sa obmedzuje iba na výplň pukliniek bez zreteľnejšieho metasomatického zatlačovania plagioklasu; vo výplni kremennej žilky nebol pozorovaný.

Smerom ku stykovej ploche andezitu so žilkami kremeňa pribúdajú aj karbonátové zhluky (lemy priemerne 0,016 mm široké; vzorka 107 b). Inde (vzorka 107 c) na priamom styku s výplňou modifikácií SiO₂ sa postupne nahromadili väčšie zrná karbonátu s dokonalou štiepnosťou podľa romboedra a s charakteristickou pseudoadsorpciou. Na týchto miestach tvorí karbonát súvislý pruh (až 0,160 mm), ktorý ďalej diagonálne pretína kremennú žilku, a rozvetvuje sa vo forme odžilkov. V okolítom andezite vyplňa puklinky, alebo tvorí zhluky a metasomaticky zatláča hydrogel a z neho vzniklé drobné lupienky peninu. V plagioklase sa obmedzuje iba na výplne pukliniek s nepatrnými stopami metasomatického zatlačovania. Na priamom styku s kremennou žilkou pozorovať slabé náznaky metasomatického ztláčovania hydrogela kyseliny kremičitej karbonátom, čo má za následok, že karbonát súvisle uzatvára niektoré menšie zhluky pyritu na styku s výplňou kremeňa.

Dost často vyplňa i stredné časti kremenných žiliek (vzorka 107 b, 70). V takom prípade v karbonáte nebol pozorovaný pyrit.

V pyroxenickom andezite, prestúpenom modifikáciami SiO₂, z kameňolomu Brezinka uvádza Š a l á t (1955) pyrit a chlorit. K u t h a n (1959) z kameňolomu JV od Kalše z andezitu spomína vláknitý chlorit, geneticky podobný delessitu alebo diabantitu, od ktorého sa líši pomerne nízkou hodnotou indexu lomu $n = 1,52$ až $1,56$. Pri vyššom stupni premeny k chloritu pristupuje karbonát a hydrogel kyseliny kremičitej, z ktorej rekryštalizáciou vznikal kvarcín; hydrogel metasomaticky zatláčal chlorit. So stúpajúcou premenou sa andezit vybieľuje. Južnejšie v pruhu SZ od Kuzmíc na kóte Hôrka (267) pyroxenický andezit má šedú až šedoružovkastú farbu a celistvú základnú hmotu.

Andezit je zložený z porfyrických výrastlíc plagioklasu v tabuľkovitom vývoji; sú temer úplne čerstvé, iba nepatrne postihnuté slabými účinkami karbonatizácie. Bázicitou odpovedajú andezín-labradoritu (Ab₄₄ An₅₆ — Ab₃₈ An₆₂).

Tmavé minerály sú prevažne úplne premenené, iba ojedinele sa zachovali zvyšky augitu. Vo väčšine prípadov pozorovať po nich iba pôvodné obmedzenie a pseudomorfozy, vyplnené karbonátom, často so zhlukmi Fe oxydov.

Vývoj základnej hmoty je skrytokryštalický. Magnetitový rudný pigment je zväčša zmenený na Fe oxydy a z horniny čiastočne odnesený. V základnej hmote sú roztrúsené drobné zhluky karbonátu.

Ryolit Z od Byšty, v ktorom sa nachádzajú povlaky, kôry a ojedinelé žilky tvorené rôznymi modifikáciami kremeňa, je svetlošedej farby, pórovitej až celistvej textúry. Porfyrické výrastlice tvorí prevažne kyslý andezín, ojedinelé lupienky biotitu a sporadicky jedince kremeňa. Základná hmotu je sferolitická.

Na vnútornej strane niektorých pór je uzúčka zóna číreho skla (max. šírky 0,030 mm) s indexom lomu nižším než kanadský balzam. Od hydrogela kyseliny kremičitej (opálu), ktorý často vyplňa stredné časti pór, sa líši tým, že hydrogel je v prechádzajúcom svetle číry, v dopadajúcom slabo mliečne zakalený, kým sklo býva číre. Miestami na vnútornej strane pór sú v ryolite drobné svetlé

jedince klinovitého a lištovitého tvaru ($0,030 \times 0,070$ až $0,330 \times 0,175$ mm veľké), bezfarebné, s priamym zhášanim, $ch z +$; $n = 1,465 - 1,486$; $D = 0,004 - 0,005$. Patria asi tridimitu. Ryolit je na priamom styku so SiO_2 čerstvý, bez znakov hydrotermálnej premeny.

Pôsobenie hydrogeľa kyseliny kremičitej na okolitý andezit a ryolit

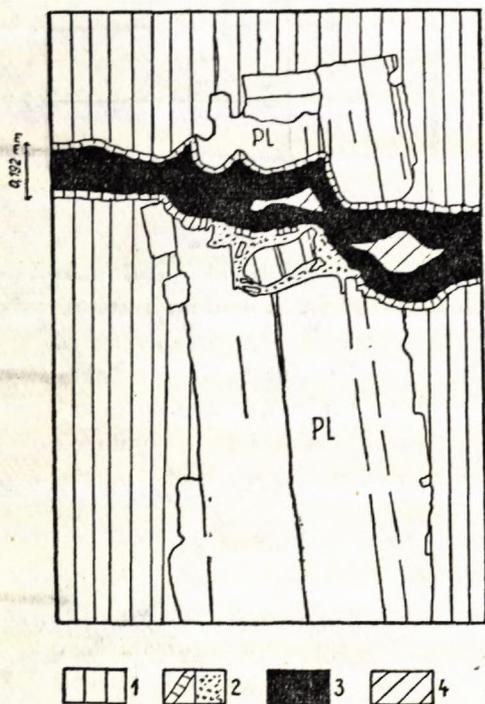
Pôsobenie modifikácií SiO_2 na okolité horniny v spomenutom pruhu sa obmedzuje iba na výplne pukliniek bez znakov metasomatického zatlačovania okolitej horniny. Tieto zjavy dobre pozorovať na miestach, kde puklinka vyplnená kremeňom preniká cez podrvený jedinec plagioklasu, obteká a tmelí jeho úlomky, ale nespôsobuje na nich žiadne premeny (obr. 4). Pozoruhodnejšie je, že výplň kremennej žilky sa dotýka pyroxénu, ktorý je na styku s hydrogelom kyseliny kremičitej úplne čerstvý; na druhej strane je od periférie a po puklinkách okolitého andezitu zatlačovaný karbonátom spolu so základnou hmotou okolitého andezitu. Niekedy hydrogeľ kyseliny kremičitej sa priamo dotýka alebo obteká pseudomorfózy po pyroxénoch vyplnené karbonátom, avšak ani vtedy nepozorovať znaky zatlačovania uhličitanu hydrogelom. Podobné zjavy pozorovať i na styku s chloritom. Metasomatické zatlačovanie nebolo pozorované ani na ryolite, ani na andezite. Takéto zjavy metasomatického zatlačovania hydrogelom kyseliny kremičitej vidíme v opalizovaných pyroklastikách a brekciách ryolitu.

Genéza uvedených procesov je spätá s vulkanickou činnosťou, ktorá produkovala andezity a ryolity a mala dlhodobý charakter s medziobdobiami kludu. V týchto medziobdobiach i v záverečnej etape vulkanickej činnosti bola doprevádzaná postvulkanickými fenoménmi, ktoré sa líšia od seba intenzitou, látkovým zložením a časovou postupnosťou.

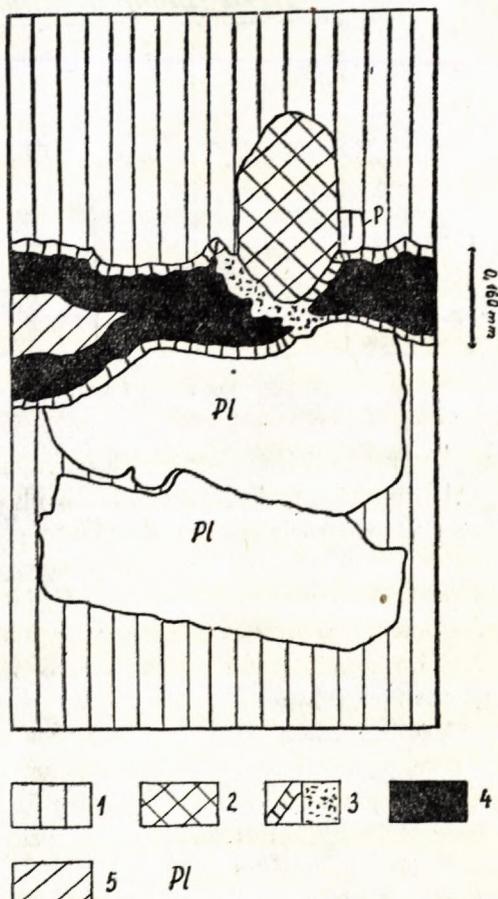
Prvým zo študovaných procesov je tvorba modifikácií SiO_2 , spojená s andezitovou vulkanickou činnosťou. SiO_2 sa vylučovalo z roztokov, ktoré obsahovali kyselinu kremičitú. Roztoky nepôsobili agresívne na okolité horniny (andezity, ryolity). S. J. N a b o k o (1959) z postvulkanických procesov na recentných sopkách Kamčatky usudzuje, že SiO_2 sa najintenzívnejšie prenáša vo vodnom roztoku s pH 1,5 až 3. Keďže aj v našom prípade pH v roztokoch sa pohybovala v tomto rozmedzí, usudzujeme, že takéto kyslé roztoky sú schopné rozkladať chlorit (ku vzniku ktorého je potrebné pH okolo 7) a karbonát (pH vyššie ako 7; B. S t r i n g h a m 1952). V našom prípade chlorit a karbonát vystupujú v priamom styku s kremennými žilkami bez zjavného zatlačovania; z toho usudzujeme, že chlorit a karbonát vznikali neskôr. K u t h a n o m (1959) spomínané zatlačovanie chloritu hydrogelom kyseliny kremičitej pri Kalši je časove i geneticky mladšie.

Vylučovanie hydrogeľa kyseliny kremičitej z vodných roztokov prebiehalo v dlhšom časovom intervale s určitými medzipauzami. Nasvedčuje tomu viacnásobná zonárnosť rôznych modifikácií SiO_2 vo výplni žiliek a mandľovcových

dutín i na povlakoch a kôrach. Stredné časti žiliek a mandľovcových dutiniek sú často prázdne, čo poukazuje na to, že roztoky nemuseli byť všade príliš bohaté na kyselinu kremičitú. Jednotlivé zóny sú tvorené jednou alebo viacerými modifikáciami, ostro od seba ohraničené, pričom sa viackrát opakujú, súc oddelené



O b r. 4. Trhlinka v pyroxenickom andezite preniká cez jedinec plagioklasu a je vyhojená modifikáciami SiO_2 . 1 — základná hmota pyroxenického andezitu; 2a — hydrogel kyseliny kremičitej s vláknitým vývojom kvarcinu; 2b — hydrogel kyseliny kremičitej s počiatočným štádiom kryštalizácie kvarcinu; 3 — jemne vláknitý až plstnatý vývoj chalcedónu; 4 — prázdne miesta v strednej časti kremennej žilky; Pl — porfyrická výrastlica plagioklasu v pyroxenickom andezite, podrvená a stmelená modifikáciami SiO_2 .



O b r. 5. Prenikanie kremennej žilky cez pyroxenický andezit. 1 — základná hmota pyroxenického andezitu; 2 — pseudomorfoza po pyroxéne vyplnená karbonátom; 3a — hydrogel kyseliny kremičitej s vláknitým vývojom kvarcinu; 3b — hydrogel kyseliny kremičitej so začiatočným štádiom kryštalizácie kvarcinu; 4 — jemne vláknitý až plstnatý vývoj chalcedónu.

zónami iných modifikácií, alebo priamo na seba nasadajú. Odlišnú postupnosť pri kryštalizácii si možno vysvetliť meniacimi sa fyzikálno-chemickými podmienkami v rôznych prínosových periódach.

	<i>Andezitový vulkanizmus</i>			<i>Ryolitový vulkanizmus</i>		
	1	2	3	4	5	
<i>Kremeň</i>						
<i>Pyrit- chlorit</i>						
<i>Kalcit</i>						
<i>Bros andez. a ryolit. materiálu</i>						

Obr. 6. Postupnosť postvulkanických procesov.

Zmeny fyzikálno-chemických podmienok, za ktorých sa vylučoval a kryštalizoval hydrogel kyseliny kremičitej, ovplyvňovalo aj prostredie, v ktorom sa tvorili rôzne modifikácie. K tomuto záveru prichádzam na základe pozorovania, že na priamom styku s andezitmi vo väčšine prípadov je uzúčka zóna hydrogela, z ktorého kryštalizuje priamo kvarcín. V ďalších zónach vo výplni žiliek, v povlakoch a kôrach u andezitov i ryolitov kryštalizuje prevažne chalcedón; vo výplniach mandlovcových dutín u ryolitov zas v celkovom priebehu kryštalizácie najviac je zastúpený lutécit.

Väčšie rozdiely sú na miestach, kde sa vodné roztoky s obsahom kyseliny kremičitej vylievali do vodných bazénov. V tých prípadoch z hydrogela kyseliny kremičitej zväčša priamo kryštalizoval kvarcín a kremeň. Roztoky vo vodných bazénoch mali agresívnu schopnosť pri metasomatickom zatlačovaní vulkanického materiálu hydrogelom kyseliny kremičitej. Kompletnú postupnosť kryštalizácie (opál → chalcedón → lutécit kvarcín → kremeň), ako ju uvádza E. Lengyel (1936), sme nikde nepozorovali. Avšak všetky jej členy sú zastúpené v rôznom pomere a v rôznom poradí za sebou.

Po vylúčení modifikácií SiO_2 pyroxenický andezit bol prestúpený roztokmi so slabou koncentráciou H_2S . Oproti predchádzajúcim roztokom mali tieto agresívnejší charakter, čo viedlo k rozkladu magnetitového rudného pigmentu, pyroxénov a základnej hmoty. Z produktov rozpadu za pôsobenia prenikajúcich roztokov sa tvorili zhluky pyritu, agregát chloritu a málo Fe oxidov. Premena je najintenzívnejšia na priamom styku so žilkami vyplnenými modifikáciami SiO_2 , kde sa hromadia pyritové zhluky vo forme uzúckeho lemu; magnetitový rudný pigment sa tu

mení na pyrit a pyroxény sú nahradené jemne šupinkovitým až vláknitým chloritom, ktorý vystupuje na priamom styku s kremennou žilkou. Agresívna činnosť roztokov sa neprejavila v celom pruhu; pozorovali sme ju na lokalite Slanec, južnejšie v Kalši podobné zjavy opísal M. K u t h a n (1959), ktorý spomína rozklad tmavých minerálov a základnej hmoty a tvorbu vláknitého chloritu.

Proces *pyritizácie a chloritizácie* — ako už bolo spomenuté — nasledoval až po vzniku modifikácií SiO_2 , ktorého vylúčeniny tvorili pri prenikaní roztokov tzv. „malé bariéry“; tu sa koncentrovali roztoky a vyznačovali najväčšou agresivitou voči okolitému andezitu. Treba poznamenať, že pyrit v popisovaných modifikáciách SiO_2 nebol v celom pruhu pozorovaný.

Vo vyššom štádiu premeny vylučovali sa *karbonáty*, ktoré metasomaticky zatlačia chlorit a tvorí tiež nahromadeniny na styku andezitu s vylúčeninami modifikácií SiO_2 ; miestami tvorí súvislé tenké zóny, vyplňa stredné časti kremenných žiliek, alebo ich diagonálne pretína, prípadne vyplňa pseudomorfozy po pyroxéne na priamom styku s vylúčeninami SiO_2 . Ani karbonáty sa nevyskytujú v celom pruhu, ale sa obmedzujú iba na andezity.

Po chloritizácii a karbonatizácii došlo opäť ku *vystupovaniu kyslých roztokov* s obsahom kyseliny kremičitej, pravdepodobne späté s fázou ryolitov; potvrdzuje to aj skutočnosť, že chloritizácia, pyritizácia a karbonatizácia v ryolitoch nebola pozorovaná. Fragments pyroxenického andezitu, postihnutého pyritizáciou a chloritizáciou, ale aj fragmenty prestúpené karbonátmi, sú spolu s úlomkami opálu a ryolitu tmelené hydrogelom kyseliny kremičitej s počiatočným štádiom kryštalizácie.

Pri porovnávaní vylúčením kremeňa po stránke petrografickej i chemickej sa nám nepodarilo odlíšiť, ktoré vylúčeniny kremeňa sú späté s procesom, produkujúcim andezity a ktoré s ryolitmi, ktoré — ako sa zdá — sú vekove odlišné.

Z uvedeného vyplýva, že postvulkanické zjavy sa uplatnili v medzištádiách (resp. na sklonku) vulkanickej činnosti výronmi termálnych prameňov s obsahom SiO_2 s niekoľkonásobným rôzne dlhým prerušovaním. V medzištádiách termálnych výronov typu gejziritov došlo ku kvalitatívnej a kvantitatívnej zmene podmienok, čo malo za následok tvorbu odlišných produktov premeny.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

[1] Allen E. T. & Day A. L., 1935: Hot springs of the Yellowstone Park. Carnegie Inst. Wash., publ. No. 466. — [2] Balogh E., 1911: A Kolozsvár, Kajantó és Torda környéki bitumenes mészkövek és arok ásványai. Muzeumi Füzetek az Erdélyi Muzeum ásványtári ertésítőjéből, Kolozsvár. — [3] Barth T. W., 1950: Volcanic geology. Hot springs and Geysers of Island. Carnegie Inst. Wash., publ. 587. — [4] Day A. L. & Allen E. T., 1925: The volcanic activity of hot springs of Lassen Peak. Carnegie Inst., publ. No 360. — [5] F e n n e r

C. M., 1934: Hydrothermale metamorphism on geyser basins of Yellowstone National park as shown by deep drilling. — Trans. Amer. Geophys. union. — [6] Forgáč J. — Jarokovský J., 1958: Predbežná zpráva o syn- a post-vulkanických premenách neovulkanitov. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Forgáč J. a kolektív, 1959: Zpráva o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní na generálnych listoch Košice, Humenné, Cejkov a Kráľ. Chlumec za rok 1958. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Ingerson E., 1958: Metody i problémy geologičeskoj termometrii. Problemy rudnych miestoroždenij, Moskva. — [9] Ivanov V. V., 1956: Gidrotermy zon aktivnogo vulkanizma. Trudy Laboratorii vulkanologii, vyp. 12. — [10] Jaggard T., 1940: Magmatic gases. Amer. Journ. Sci 238, No 5. — [11] Kuthan M., 1959: Poznámky k niektorým horninám východného Slovenska označovaným ako porcelanity. Geol. práce, Zošit 54, Bratislava. — [12] Kuthan M., 1959: Relikty textúr pyroklastických hornín v propylitizovaných komplexoch. Geol. práce, Zošit 54, Bratislava. — [13] Lengyel E., 1934: Die geol. und petr. Verhältnisse der Umgebung von Komlóska. Acta Chem. Min. et Phys., tom II, fasc. 3, Szeged. — [14] Lengyel E., 1935: Die geol. und petr. Verhältnisse d. Tokaj-Hegyalja-Gebietes zwischen Tolcsva und Komlóska. Acta Chem. Min. et Phys., tom. IV, fasc. 3 Szeged. — [15] Lengyel E., 1936: SiO₂ — Minerale in den Jassen des Tokaj-Hegyalja-Gebirges. Földtani Közlöny LXVI, Budapest. — [16] Lengyel E., 1936: Jaspisvarietäten vom Tokaj-Hegyalja-Gebirge. Földtani Közlöny LXVI, Budapest. — [17] Naboko S. J., 1954: Gejzery Kamčatky. Trudy Laboratorii vulkanologii, vyp. 8. — [18] Naboko S. J., 1953: Vulkaničeskije ekskaljácii i produkty ich reakcij. Trudy Laboratorii vulkanologii, vyp. 16, Moskva. — [19] Nakovnik N. I., 1947: Vtoričnyje kvarcity, ich mineralnyje vracii i praktičeskoje značenije. Izv. AN SSSR, ser. geol. — [20] Stringham B., 1952: Fields of formation of some common hydrothermal-alteration minerals. Econ. Geol. 47. — [21] Šalát J., 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a príslých oblastí. Geologický sborník VI/1—4, Bratislava. — [22] Šalát J., 1954: Zpráva o geologickom výskume vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a príslých oblastí. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava.

J. ČVERČKO—D. ĎURICA—R. RUDINEC

NIEKOJKO POZNÁMOK K VEKU VRCHNEJ UHOĽNEJ SÉRIE V PODVIHORLATSKEJ UHOĽNEJ PANVE

Výsledky štruktúrneho naftového prieskumu v širšej oblasti JV od Michaloviec umožňujú nám objasniť a spresniť doterajšie geologické poznatky, pokiaľ ide o stratigrafické postavenie vrchnej uhoľnej série v Podvihorlatskej uhoľnej panve a o spresnenie hranice medzi stredným a vrchným sarmatom. Vrtnými prácami bola prepojená oblasť pozdišovských kryhových štruktúr s vrtom Čečehov 1 v JZ časti Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Vrty boli od seba vzdialené max. 500 m. Keďže prevrtané súvrstvia sú faunisticky sterilné, ich stratigrafická príslušnosť bola určená na základe superpozície a korelácie odvrtných profilov s vrtmi, kde jednotlivé súvrstvia boli faunisticky prekázané.

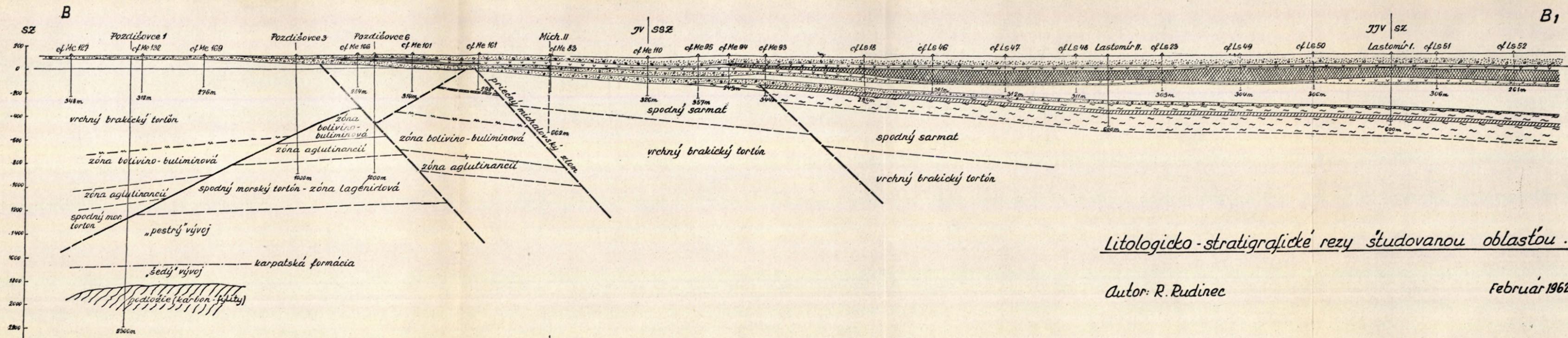
Staršie geologické práce, dotýkajúce sa uvedených problémov, podrobne zhodnotil Janáček (1957, 1958, 1959). Z novších prác študovaný problém rieši Buday (1960), ktorý však postavenie pontu a levantu podrobnejšie nerieši. Pozdišovské štrky a pestré íly v Podvihorlatskej panve zahrňuje do jednej lito-faciálnej jednotky v rozpätí pont — vrchný pliocén a domnieva sa, že rozdielnosť štrkov v rôznych územiach nemusí byť dôsledkom odlišného veku. Čechovič (1960) rozdeľuje pliocén iba na vrchný panón (pont) a nečlenený pliocén; Seněš (1960) zistil, že pestré vrstvy pontu smerom do Podvihorlatskej panvy (od JZ k SV) vyклиňujú, čo preukázal aj Janáček (1960), ktorý uvádzal vyклиňovanie vrchnej uhoľnej série v Podvihorlatskej panve opačným smerom. V práci z roku 1961 Janáček predpokladá, že pozdišovské štrky a pestré íly patria asi do levantu. Brodňan a spol. (1959) vyčlenili v oblasti ložiska Hnojné spodný sarmat, vyšší sarmat a pliocén. Vyšší sarmat ďalej rozdeľujú na aglomerátovo-tufitickú sériu, spodnú uhoľnú sériu, medzihoľnú sériu a vrchnú uhoľnú sériu. Do pliocénu zaradili pestrú sériu, ktorá leží diskordantne na starších súvrstviach. Zo štrkových polôh tejto série spomínajú valúny mladších pyroxenických andezitov.

Najvrchnejší miocén a pliocén v Podvihorlatskej panve podrobne člení Č e c h (1959), ktorý tu dokázal prítomnosť spodného, stredného a vrchného sarmatu a porovnáva ich s delením B r o d ň a n a a kol. (1959) a J a n á č k a (1959). Do spodného sarmatu začlenil spodnú časť ílovito-slienitého súvrstvia, charakteristickú rozvojom veľkých elfidií. Vrchnú časť súvrstvia s hojným výskytom druhu *Elphidium hauerinum* (O r b.) radí do stredného sarmatu a paralelizuje so spodnými šedými vrstvami J a n á č k a. Aglomerátovo-tufitickú sériu a spodnú uhoľnú sériu dáva do vrchného sarmatu a porovnáva so strednými pestrými vrstvami (tufy Albínovskej hôrky) a vrchnými šedými vrstvami J a n á č k a (1959). Vrchnú uhoľnú sériu začleňuje do vrchného pliocénu na základe fauny ostrakódov i preto, že v ojedinelých štrkových polohách (vo vrchnej časti) našiel valúny mladších pyroxenických andezitov. Pestrú sériu kladie do najvrchnejšieho pliocénu až pleistocénu.

Nové poznatky, získané vrtnými prácami, umožňujú nám presnejšie zaradenie súvrství, vyčlenených Č e c h o m (1959) v Podvihorlatskej panve a J a n á č k o m (1959) v západnej časti Trebišovskej nížiny. Vychádzali sme pritom z oblasti Pozdišoviec, kde sú litologicko-stratigrafické pomery známe až do podlažia. Podrobnými profilmi SSZ—JJV smeru a priečnymi (v smere SV—JZ) napojili sme túto oblasť na vrt Č e č e h o v - 1. Podľa našich zistení nad spodným sarmatom ležia spodné šedé vrstvy, (mocnosť cca 230 m), ktoré odpovedajú strednému sarmatu (J a n á č e k 1958; Č e c h 1959). Vrchná časť týchto vrstiev je v tufitickom vývoji (tufy, bentonitické íly, tufity, tufitické íly). V oblasti Michalovce—Lastomír v ich nadloží diskordantne ležia pestré vrstvy, na báze so štrkovou polohou, miestami až 30 m mocnou (Lastomír II). Či ide o regionálnu diskordanciu, nemožno zatiaľ tvrdiť, lebo na vrte Č e č e h o v - 1 štrkovým polohám odpovedajú už iba jemnozrnné piesky. Môže tu ísť aj o faciálnu zámenu, predstavujúcu lokálnu transgresiu, podmienenú výlevmi andezitov a ich tufov.

Pri sledovaní pestrých vrstiev od Michaloviec smerom na vrt Č e č e h o v - 1 je vidieť, že pestrý vývoj laterálne prechádza do šedých vrstiev s pestrými polohami a ďalej na V do Podvihorlatskej panvy až do uhoľných ílov a lignitov, označovaných B r o d ň a n o m a kol. (1959) ako spodná uhoľná séria. Tieto pestré vrstvy odpovedajú vrchným šedým vrstvám J a n á č k a (1959), ktorý ich popísal z okolia Sečoviec, kde je hlbší — šedý vývoj.

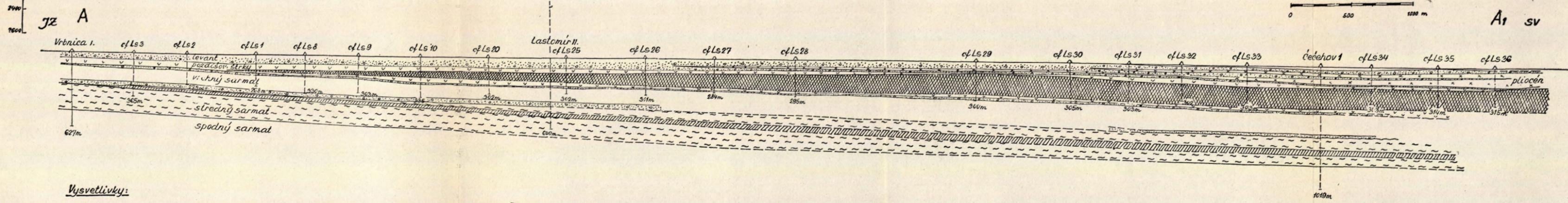
Spodnú uhoľnú sériu zaradil Č e c h (1959) na základe paleontologických podkladov do vrchného sarmatu. Aglomerátovo-tufitickú sériu dáva Č e c h (1959) na bázu vrchného sarmatu na základe toho, že prechod medzi spodnou uhoľnou sériou a ňou je pozvoľný. Táto séria odpovedá v našej oblasti tufitickému vývoju vrchnej časti spodných šedých vrstiev. Naše výskumy ukazujú, že v oblasti JV od Michaloviec, kde bol breh vrchnosarmatského jazera, je tento prechod ostrý, dokonca môže tu ísť o diskordanciu, ako už bolo vyššie uvedené. Preto sa prikláňame k názoru, že aglomerátovo-tufitická séria patrí strednému sarmatu, a to jeho



Litologicko-stratigrafické rezy študovanou oblasťou.

Autor: R. Rudinec

Február 1962.



Vysvetlivky:

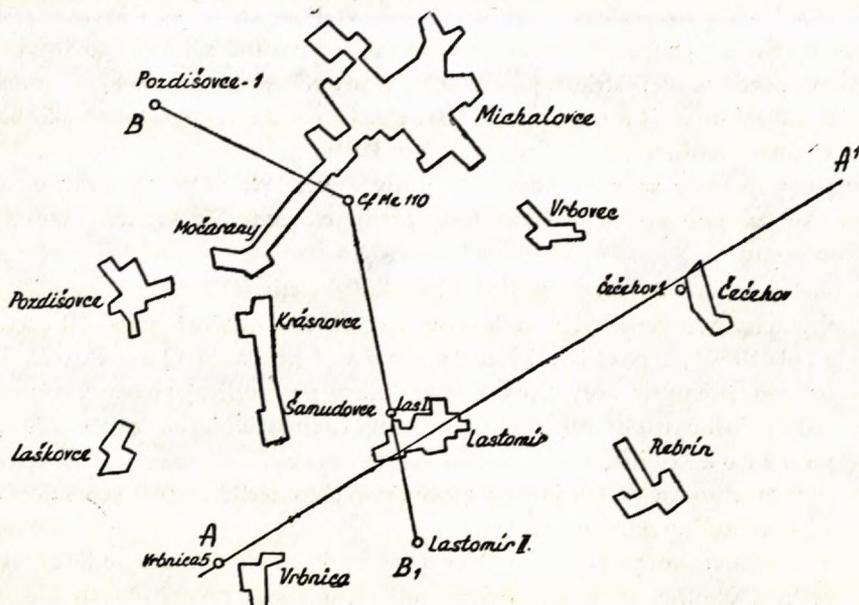
- } *štrky a piesky s valunami andezitov, smerom do podvihorlatskej párnvy*
- } *sa tu vkladajú pestré íly s prepláskami uholných ílov*
- } *pestré íly*
- } *sedé a uholné íly s vložkami pestrých ílov*
- } *basálne štrky a piesky bez andezitu*

- } *pestré íly slabo vápenaté*
- } *bazálne piesky*
- } *vápenaté íly, ojedinele pestré*
- } *bentonitické a tufitické íly*

autori: J. Čverčko, D. Divica

Február 1962.

najvrchnejšej časti. Lokálna diskordancia medzi stredným a vrchným sarmatom mohla byť zdôraznená výlevmi pyroxenicko-amfibolických andezitov, ktoré na základe toho patria strednému sarmatu. Tento názor potvrdzujú aj najnovšie výskumy z oblasti Kráľovského Chlmca, kde vo vrchnej časti zóny s *Elphidium hauerium* je cca 150 m mocné súvrstvie andezitových tufov, tufitov, konglomerátov, tufitických ílov, pemzovitých ílov a tufitov.



Situčná mapka profilov študovaného územia.

V nadloží pestrých vrstiev (v Podvihorlatskej uhoľnej panve spodnej uhoľnej série) leží diskordantne súvrstvie pontu (predtým vrchný panón),* vyvinuté S od Michaloviec ako pozdišovská štrková formácia, neobsahujúca valúny mladších pyroxenických andezitov. J a n á ě k (1959) dokázal, že smerom k juhu štrky prechádzajú do pestrých ílov, v ktorých sa pri Malčiciach zistili ostrakódy pontu (*Candona* sp. III Pok.; *Candona* sp. II Pok.; *Cypria abbreviata* (R e u s s), operculy plžov). Do tohto súvrstvia smerom k Podvihorlatskej uhoľnej panve sa vkladajú šedé íly, uhoľné íly a lignity (Lastomír—Čečehov) a ďalej k V do centra panvy laterálne prechádza do vrchnej uhoľnej série. Túto sériu Č e c h (1959) zaradil do vrchného pliocenu (levantu) na základe toho, že v nej zistil ostrakódovú faunu [Čečehov-1, hl. 290—296 m; *Candola angulata* G. W.

* Podľa nového pojatia (T. B u d a y, 1958) odpovedá Pappova zóna D—F spodnému panónu — meotu, zóna G—H vrchnému panónu, t. j. pontu. Označenie panón nie je pre vrchný panón správne a v zhode s označením Szadeckého—Kardossa (1938) a Stevanoviča (1948) treba používať jednotné označenie pont. (Naučný geol. slovník II. díl. str. 123).

Müll., *Candona albicans* Brady; Lúčky-3, hl. 299—400 m; *Iliocypris gibba* (Ramdh.), *Candona albicans* Brady, *Candona angulata* G. W. Müll., neurčiteľné úlomky ostrakódov, podobné faune, nachádzajúcej sa v ilnickej sérii, ktorú J. V. Venglinskij (1959) a V. G. Šeremeta (1958) zaraďujú do najvrchnejšieho stredného a vrchného pliocénu].

Čech (1959) zdôvodňuje vrchnopliocénny vek tejto série aj prítomnosťou valúnov mladších pyroxenických andezitov vo vrchnej časti tejto série. Zistilo sa však (na základe podrobnej korelácie), že vrchná uhoľná séria je faciálnym ekvivalentom pozdišovskej štrkovej formácie a pestrej série, v ktorej sa nachádza pontská mikrofauna (Janáček 1959). Pozdišovské štrky, podobne ako bazálne štrky vrchnej uhoľnej série, neobsahujú mladšie pyroxenické andezity. Vrchná časť tejto série, kde sa už vyskytujú valúny andezitov, patrí do levantu, ako sa o tom ešte zmienime. Na základe toho predpokladáme, že vrchná uhoľná séria patrí do pontu.

K tomuto záveru nás vedú nasledujúce skutočnosti:

- a) absencia pyroxenických andezitov vo vrchnej uhoľnej sérii (Brodňan a kol. 1959), v pozdišovských štrkoch a v pestrej sérii (Janáček, 1959). Ich neprítomnosť v uvedených súvrstviach potvrdili aj novšie výskumy;
- b) veľké plošné rozšírenie obidvoch sérií (najrozsiahlejšia záplava v ponte; Janáček 1959);
- c) transgresívne a diskordantné uloženie týchto sérií na rôznych miocénnych a predmiocénnych stupňoch;
- d) ostrakódová fauna (Čech, 1959) nepreukazuje jednoznačne levantský vek vrchnej uhoľnej série. Pre delenie pliocénu v študovanej oblasti nie sú ešte vypracované bezpečné mikropaleontologické kritériá (Zapletalová, 1961).

Diskordantne na ponte v nami študovanej oblasti leží súvrstvie štrkov, s obsahom mladších tmavých pyroxenických andezitov, ktoré na základe superpozície radíme do vrchného pliocénu — levantu. Smerom do centra panvy a do Podvihorlatskej uhoľnej panvy mocnosť tohto súvrstvia rastie a štrky sú laterálne zamieňané červeno a žltohnedo škvritými ílmi. V Podvihorlatskej panve je bazálna časť tohto súvrstvia v uhoľnom vývoji. Podobný vývoj môžeme pozorovať v oblasti Stretava—Pavlovce. V Podvihorlatskej uhoľnej panve týmto vrstvám odpovedá vrchná časť vrchnej uhoľnej série (pokiaľ obsahuje mladšie andezity) a pestrá séria. Mocnosť súvrstvia je v oblasti Lastomíra cca 90 m, v oblasti Čečehova až 180 m. Časový hiát medzi pontom a levantom sa nedá presne určiť. Kým v okrajových častiach je diskordancia jasná a zreteľná, v hlbších častiach lagún je skrytá (Čečehov-1). Počas tohto časového intervalu (hiátu) došlo k najmladším a najmohutnejším výlevom pyroxenických andezitov (III. generácia andezitov Janáčka, 1958, ktorý správne predpokladal ich výstup po uložení vrchného panónu).

Levantská transgresia v nami skúmanej oblasti nie je tak rozsiahla ako pontská. Jej severný okraj je približne v oblasti Pozdišoviec, severne od Močaran a Michaloviec, kde dochádza k bezprostrednému styku levantských štrkov s pozdišovskými. Tým sa dajú vysvetliť ojedinelé výskyty valúnov andezitov v „pozdišovských štrkoch“. Presnú severnú hranicu levantskej transgresie nie je možné z našich materiálov jednoznačne určiť. Pri štúdiu tohto problému bolo preukázané, že zlomy v tejto oblasti neporušujú pontské a levantské sedimenty, ako to predpokladajú *B u d a y* (1960) a *J a n á č e k* (1960). Potvrzuje to aj skutočnosť, že ani tak význačná tektonická porucha, ako je močaransko-topľanský zlomový systém, nebola JV od Michaloviec zistená. To platí ovšem aj pre priečne zlomy. Je najpravdepodobnejšie, že zlomy tu vyznievajú už v strednom sarmate.

*

Záverom je možno uviesť tieto najdôležitejšie zistenia: V okolí Lastomíra a Michaloviec sme zistili lokálnu diskordanciu medzi stredným a vrchným sarmatom. Na základe toho zaraďujeme aglomerátovo-tufitickú sériu do stredného sarmatu. Pestré vrstvy vrchného sarmatu, pontu a levantu smerom do Podvihorlatskej panvy laterálne prechádzajú do šedých ílov, uhoľných ílov a lignitov. Tým bol vyvrátený názor (*S e n e š*, 1960) o vykliňovaní pestrých vrstiev pontu smerom do Podvihorlatskej panvy od JZ k SV. Nebol potvrdený ani názor o vykliňovaní vrchnej uhoľnej série smerom opačným (*J a n á č e k*, 1960). Nejde tu o vykliňovanie celej tejto série, ale iba uhoľných ílov a lignitov v nej, čo predstavuje vlastne iba litofaciálnu zámenu. Na základe detailnej korelácie štruktúrnych vrstiev sme dospeli k názoru, že pozdišovská štrková formácia a pestrá séria (*J a n á č e k*, 1959) je faciálnym ekvivalentom vrchnej uhoľnej série a patrí pontu. Pestrú sériu Podvihorlatskej panvy (*B r o d ň a n & k o l.*, 1959) zaraďujeme do vrchného pliocénu — levantu na základe superpozície. Levantské a pontské sedimenty nie sú v študovanej oblasti porušené zlomami.

Československé naftové doly, n. p.
prieskumný závod Michalovce

LITERATÚRA

- [1] *B r o d ň a n N. & k o l.*, 1959: Stratigrafia neogenných sedimentov ložiska Hnojné na základe nových poznatkov. Geol. práce, Zoš. 52, Bratislava. — [2] *B u d a y T.*, 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis pro mineralogii a geologii č. 4, Praha. — [3] *B u d a y T.*, 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy Košice (Sedimentární neogén). Rukopis; Archiv ÚÚG, Praha. — [4] *Č e c h F.*, 1959: Geologická stavba západnej časti Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Dizertač. práca; Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava. — [5] *Č e c h o v i č V.*, 1960: Vysvětlivky k prehľadnej geol. mape 1 : 200 000, list Trebišov. Rukopis; GÚDŠ Bratislava. — [6] *J a n á č e k J.*, 1958: K otázce stáří a vzniku pozdišovské štrkové formace na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 15; Bratislava. —

[7] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52; Bratislava. — [8] Janáček J., 1960: Některé nové poznatky z neogénu Zakarpatské Ukrajiny. Rukop. zpráva; Archiv ČND, Hodonín. — [9] Janáček J., 1961: Vysvětlivky geol. mapy 1 : 50 000, list Michalovce —M-34-116-D). Rukopis, GÜDŠ Bratislava. — [10] Janáček J. — Kocák A., 1959: Zpráva o seismickém a strukturním průzkumu oblasti Pozdišovce na východním Slovensku s návrhem a plánem hlubinného průzkumu. Rukopisná zpráva; Archiv ČND, Hodonín. — [11] Janáček J. — Pagáč I., 1961: Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhovište, Pozdišovce s hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Rukopisná zpráva; Archiv ČND, Hodonín. — [12] Seneš J., 1960: Vysvětlivky k přehlednej geol. mape, list Čierna nad Tisou (1 : 200.000). Rukopis; Archiv GÜDŠ, Bratislava.

ČVERČKO—ŠURICA—RUDINEC

BEMERKUNGEN ZUM ALTER DER OBEREN KOHLENSERIE IM KOHLENBECKEN VON VIHORLAT

Eingehende Durchforschung des breiteren Raumes SO von Michalovce in der Ostslowakei ermöglicht uns bisherige geologische Kenntnisse zu präzisieren, und zwar auch was die stratigraphische Stellung der oberen Kohlenserie von Gebirge Vihorlat und die Grenzziehung zwischen dem Mittel- und Obersarmat anbelangt.

Die untere Kohlenserie hat Čech (1959) auf Grund paläontologischer Funde in Obersarmat gestellt. Die obere Kohlenserie gibt Čech (1959) in Oberpliozän und zwar auf Grund der Ostracodenfauna. Ausserdem stützt er sich dabei auf die Anwesenheit der jüngeren Pyroxenandesit-Gerölle in oberen Teilen dieser Serie. Durch Korrelation hat man aber festgestellt, dass die obere Kohlenserie als fazielle Äquivalente der Pozdišovcer Schotterformation und der bunten Serie, in der die pontische Mikrofauna vorkommt (Janáček 1959), anzusehen ist. Die Schotter von Pozdišovce enthalten — gleich wie die basalen Schotter der oberen Kohlenserie — keine jüngeren Pyroxenandesite. Obere Lagen dieser Serie, bereits mit Andesitgeröllen, gehören dem Levant an. Daraus ergibt sich, dass die obere Kohlenserie eigentlich dem Pont angehört.

In der Umgebung von Lastomír und Michalovce haben wir eine lokale Diskordanz zwischen dem Mittel- und Obersarmat festgestellt. Auf Grund dieser stellen wir die Agglomerat-tuffitische Serie zum Mittelsarmat. Die bunten Obersarmat-, Pont- und Levant-Schichten gehen lateral in Richtung zum Vihorlat-Becken in graue Tone, Kohlentone und Lignite über. Damit fällt die Ansicht von Seneš (1960), dass nämlich die bunten Pontschichten dem Vihorlat-Becken zu (von SW nach NO) auskeilen; dasselbe gilt auch von der Ansicht Janáček's (1960), wonach die obere Kohlenserie in entgegengesetzter Richtung verjüngt. Weder die Schichten des Levant noch die des Pont sind im studierten Raume durch Bruchtektonik gestört.

Čs. Erdölbetriebe, VEB,
Michalovce

EVA PLANDEROVÁ

PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM MODROKAMENSKEJ UHOĽNEJ PANVY

Úvod

Podrobný palynologický výskum modrokamenskej uhoľnej panvy naväzuje na orientačný výskum, ktorý sa robil v minulých rokoch. V tejto práci sú podané palynologické výsledky hlavne zo slojov v bani Slatinka II, Dolina I, resp. z vrtoz z okolia Slatinky, okrem dvoch vrtoz (S-142 a S-135).

Geologickou stavbou územia sa zaoberali hlavne Čechovič (1948, 1949, 1952) a Seneš (1949). Podľa starších koncepcií zaraďovali sa modrokamenské produktívne vrstvy do burdigalu (Čechovič 1949), novšie Csereghy-Meznerics — Seneš (1956) dávajú ich na bázu helvétu. Podrobný popis vrstiev na základe najnovších výskumov podáva Čechovič (1961). V produktívnych vrstvách sa našli zbytky fauny, v ktorých možno určiť zástupcov rodu *Planorbis* a *Congerina*; okrem toho sa tu nachádzajú neurčiteľné zvyšky maleho nosorožca, alebo tapíra (Čechovič 1961).

Podložie neogénu tvorí mezozoikum, z ktorého preplavením sa dostal materiál ojedinele aj do produktívnych vrstiev. Zo stratigrafického hľadiska je otázka, či možno produktívne vrstvy zaradiť do helvétu, alebo do vrchného burdigalu.

Pri palynologickom spracovaní uhoľných slojov som brala do úvahy spodný sloj, rozštiepený na tri sloje a použila som bežné banské označenie: I. sloj vrchný; II. sloj spodný (vrchná časť — najmocnejšia); III. sloj spodný (stredná časť malej mocnosti); IV. sloj spodný (spodok II. sloja najmensej mocnosti).

Palynologické vyhodnotenie uhoľných slojov

Uhlie pochádza z terénu, hlavne z ťažobných slojov v bani a z vrtoz v okolí bane. Vzorky zo slojov boli zbierané po 10 cm intervaloch. Takto sme dostali veľmi zahustené vzorky skoro z celého územia modrokamenskej panvy. Uhlie

bolo macerované pomocou 10 % roztoku KOH a 10 % roztoku H₂O₂. Organické časti sa oddeľovali od neorganických pomocou ťažkej kvapaliny ZnCl₂ o špecifickej váhe 1,9–2. Pre veľké znečistenie organickými látkami použili sme Erdtmanovu metódu analýzy. Celkom bolo spracovaných asi 60 vzoriek, ktorých percentuálne výsledky sú znázornené na diagramoch. Systémom a popisom jednotlivých typov a druhov sa budem zaoberať osobitne v samostatnej práci.

Vrtmi je zachytené pomerne nevelké rozpätie terénu priamo v oblasti bane, na SZ pri obci Horné Strháre (S-135) a na SZ pri Selciach (S-142). Ostatné vrty PS-56, PS-58, PS-55, PS-53, PS-57, PS-24 sú pri bani Dolina a Slatinka. Vzorky sú označené číslami smerom od vrchnej časti sloja po spodnú. Vyhodnotenie sa začína IV. slojom, t. j. spodnou časťou II. sloja.

Štvrtý sloj má najmenšiu mocnosť (asi 20–25 cm) v bani Slatinka II. V zložení rastlín je nápadné bohaté zastúpenie čelade *Taxodiaceae* a *Myricaceae*, ku ktorým zriedkavejšie pribúdajú aj paprade čelade *Polypodiaceae*. Zo spór sú pravidelne zastúpené spóry rodu *Osmunda* a menej hladká forma rodu *Lygodium*. Z ihličnatých okrem *Taxodiaceae* sú slabo zastúpené borovice *Pinus haploxylon* typ *Rudolph* a *P. diploxylon* typ *Rudolph*. Z listnatých (prevažnú väčšinu tvoria *Myricaceae*) bohato sa vyskytujú rody *Carya*, *Alnus*, *Corylus*, *Salix*, *Pterocarya*, menej *Fagus* a *Quercus*. V nepatrnom percente sa vyskytujú čelade *Sapotaceae* a *Symplocaceae*. Najtypickejšie je tu vyvinuté neogénne močiarne rastlinstvo, tvoriace uhlie. Malé percento alochtónnych druhov hovorí o uzavretom močarisku, ktorého centrum tvorili taxodiovité porasty, väčšinou roka zaplavené vodou; okraje tvorili myrikovité porasty občas zaplavené vodou. Rozloha močiara, alebo okraja jazera asi nebola veľká. Svedčí o tom skutočnosť, že v žiadnom vrte na blízkom okolí sa nezistila obdoba IV. sloja.

V treťom sloji je iné zastúpenie rastlín ako vo IV. sloji; má pestršie zloženie. Alochtónne sporomorfy sú zastúpené vyšším percentom než v IV. sloji. Rozmanitejšie sú najmä listnaté dreviny. Okrem čelade *Myricaceae*, ktorá je zastúpená hlavne vo vrte PS-53 na Slatinke, je hojnejšie zastúpený rod *Alnus*. Vo vrte PS-53 je veľmi bohato zastúpená čelad *Polypodiaceae* a pomerne málo čelad *Taxodiaceae*. Nižším percentom sú zastúpené aj iné vlhkomilné listnaté dreviny, napr. čelad *Nyssaceae*, rod *Carya*, *Liquidambar* a iné mesofitné formy, napr. z čelade *Cupuliferae*, ďalej rody *Carpinus*, *Juglans*. Zaujímavý je úbytok čelade *Myricaceae* a špičkové zastúpenie jelší na Slatinke. Na základe veľkého rozvoja rodu *Alnus* na úkor čelade *Myricaceae* možno predpokladať ochladenie klímy; jelše totiž nevyžadujú také teplé podnebie ako myriky. Chýba tu typ *Tricolpopollenites spinuosus* R. P o t., ktorý odpovedá podľa T h o m s o n a & P f l u g a (1953) čeladi *Lauraceae*. Pomerne vysoké percento tvoria krídlaté ihličnaté. Močiar v období sedimentácie sloja bol pravdepodobne viac zarastený, čím došlo k akémusi vyrovnaniu medzi rastlinstvom pobrežným a močiarnym.

Druhý sloj, t. j. hlavná, vrchná časť druhého sloja na lokalite Slatinka II.,

prekop Slatinka—Dolina—Bukovec (vrty: S-142, PS-24, PS-53, PS-55, PS-56, PS-57), bol skúmaný v oblasti okolo baní pri Pôtri a z vrtovej širšieho okolia.

Slatinka II. Zo 16 vzoriek len v 8 som našla dostatočné množstvo peľových zŕn na vyhodnotenie. Počnúc od najspodnejších vrstiev (12. a 11. vzorka), najhojnejšie sú zastúpené paprade z čeľade *Polypodiaceae*; pomerne málo je taxodiovitých, málo čeľade *Myricaceae* a *Nyssaceae*. Tieto vrstvy by sme mohli nazvať vrstvy s *Polypodiaceae*, keďže kvalitatívne vysoko prevládajú spóry tejto čeľade. Predpokladom pre vznik týchto vrstiev musela byť pôda menej vlhká, väčšinou nezaplavená vodou. V spodnej časti sloja je vysokým percentom zastúpený alochtónny materiál, čo sa dá vysvetliť tým, že medzi vzdialenými pobrežnými spoločenstvami a močiarom nebola prirodzená prekážka (mohutne vyvinutý les). Vo vyšších vrstvách (vzorky 6—5) *Polypodiaceae* ustúpili taxodiómu porastu. Je možné, že poklesom pôdy nastal prílev vody z inej vyzdvihnutej časti lagúny, a tým aj vhodné podmienky pre väčšie rozšírenie porastu *Myricaceae* na okraji porastu taxodiového a *Nyssaceae* bližšie k stredu močiara. Tieto vrstvy možno označiť ako horizont s *Taxodiaceae* — *Myricaceae*. *Myricaceae* dosahujú maximum najmä v 6. vzorke. Tu predpokladáme široký bažinatý okraj močiara, občas zaplaveného vodou. *Cupuliferae* sú zastúpené typmi *Tricolpopollenites microhenrici* R. P o t., *Tricolpopollenites asper* R. P o t. V spodných vrstvách sa nachádza aj malé percento peľových zŕn z rodu *Cyrilla*; *Rhus* sa vyskytuje konštantne, ale nízkym percentom v celom profile, rovnako ako rody *Fagus* a *Quercus*, vo vyšších vrstvách *Pterocarya* a *Ulmus*.

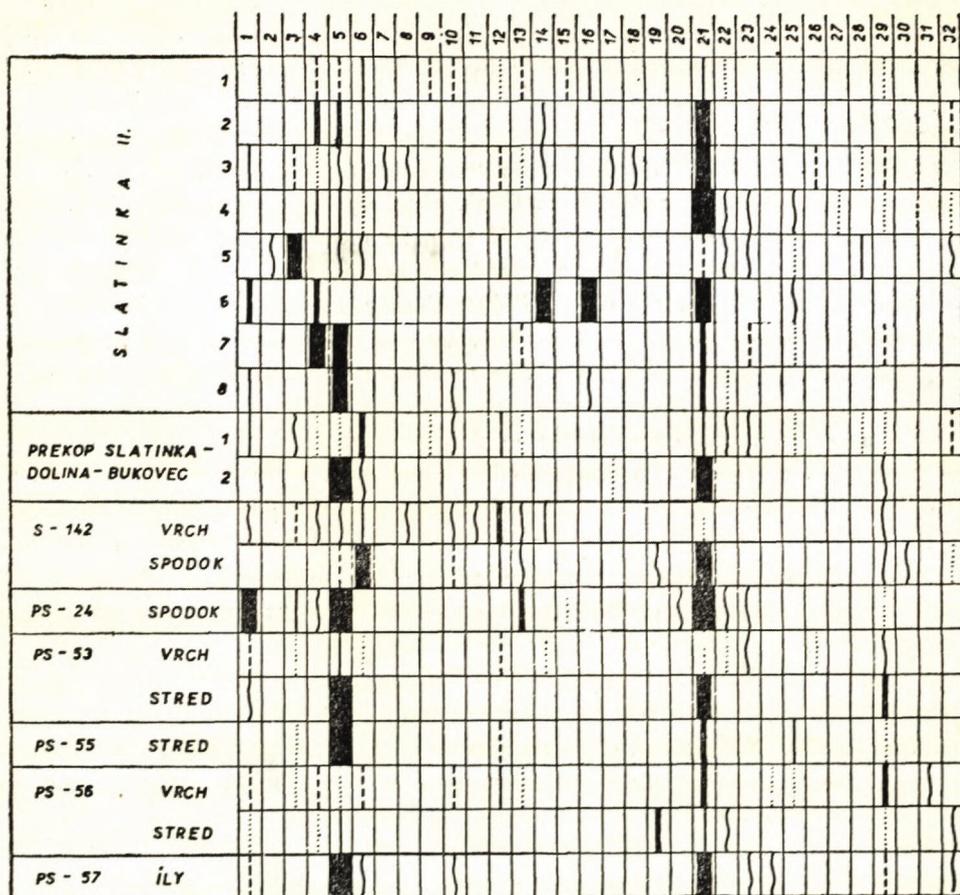
V profile *prekopu Slatinka—Dolina—Bukovec* sme zistili ten istý horizont s *Polypodiaceae* ako v 12. a v 11. vzorke zo Slatinky II. Vo vrte S-142 je najviac zastúpená čeľaď *Myricaceae*, obdobne ako vo vzorke č. 6 na Slatinke II. Vo vrte PS-24 je rovnomerne zmiešané močiarne spoločenstvo s bohatým zastúpením čeľade *Polypodiaceae* a *Myricaceae*. Oproti celkove chudobnému zastúpeniu jeľší vo vzorkách II. sloja na Slatinke, je v tomto vrte bohato zastúpený rod *Alnus*; preto sa tento horizont zhoduje skôr s rastlinným zložením III. sloja.

Vo vrte PS-53 je najbohatšie zastúpená čeľaď *Polypodiaceae*, menej *Taxodiaceae*, *Myricaceae* a *Cupuliferae*. Pomerne hojná je skupina *Tricolpopollenites liblarensis* R. P o t. Podľa prevládajúceho autochtónneho materiálu čeľade *Polypodiaceae* uhlie mohlo vzniknúť v uvedenom vrte v období sedimentácie spodnej časti sloja na Slatinke.

Vrt PS-55 vysokým percentom čeľade *Polypodiaceae* sa podobá spodnej časti sloja Slatinka II, kým vzorky vrty PS-56 sa rastlinným zložením podobajú 6. vzorke na Slatinke II (vysoké percento čeľade *Myricaceae*; *Polypodiaceae* zastúpené len nepatrne). Vo vrte PS-57 bohato je zastúpená čeľaď *Polypodiaceae* a *Myricaceae*. Na základe toho predpokladáme široký okraj močiara, ktorého vlhkostné podmienky mohli byť priaznivé pre rozšírenie myrík, rovnako ako v spodnej časti druhého sloja na Slatinke II.

T a b. 1. Percentuálne zastúpenie sporomorf na II. sloji v bani Slatinka a z vrto v.

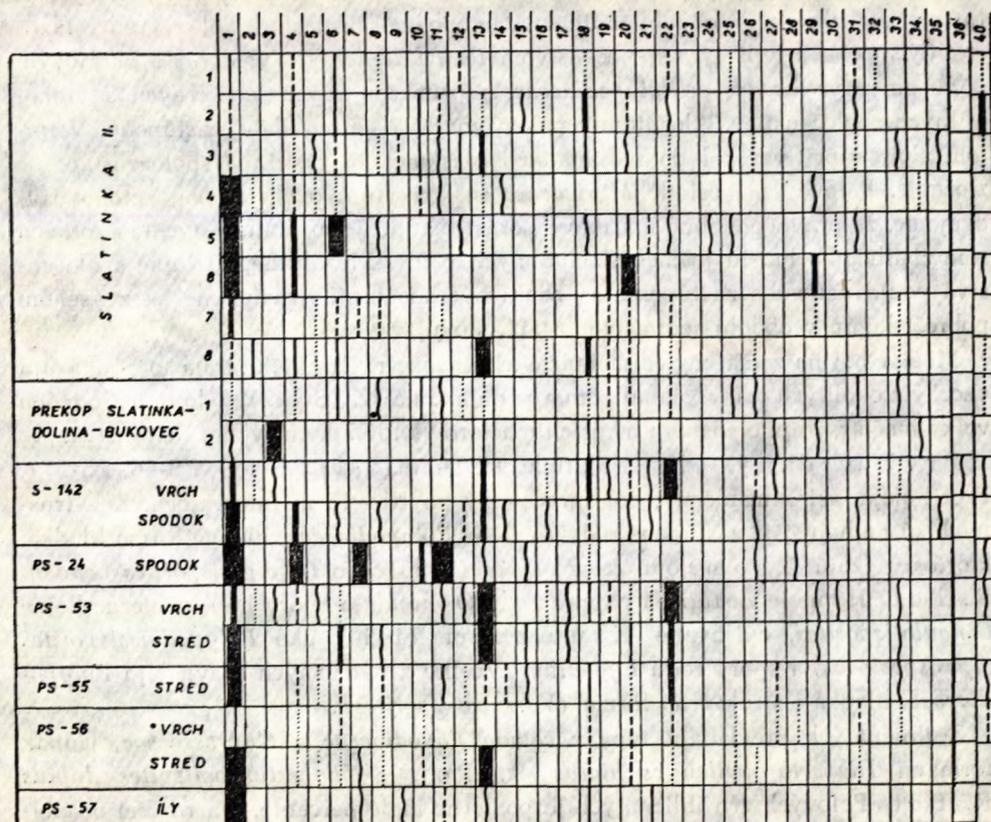
II. slaj výtrusné a ihličnaté



1. Fungi (spóry húb); 2. *Concavisporites* (cf. *Gleicheniaceae*); 3. *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (cf. *Lygodium*); 4. *Rugulatisporites quintus* R. Pot. (*Osmunda*); 5. *Laevigatisporites haardti* R. Pot. - Ven. (*Polypodiaceae*); 6. *Laevigatisporites neddeni* R. Pot.; 7. *Baculatisporites* sp.; 8. *Divisisporites* sp.; 9. *Equisetum*; 10. *Triplanosporites* sp.; 11. *Punctatisporites* sp.; 12. *Laevigatisporites pseudomaximus* Pf. - Th.; 13. *Verrucatisporites* sp.; 14. *Cingulatisporites* sp.; 15. *Spóra* sp.; 16. *Cyatheaceae* sp.; 17. *Concavisporites* sp.; 18. *Calamospóra*; 19. Ostatky húb; 20. dtto; 21. *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot., *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. (*Taxodiaceae*, *Cupressecae*); 22. *Pinus haploxylon* typ Rudolph; 23. dtto; 24. *Podocarpus*; 25. *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot. (*Sabal*); 26. *Abies*; 27. *Glyptostrobus*; 28. *Sciadopitys*; 29. *Gingkoaceae*; 30. *Pinaceae*; 31. *Ephedra*; 32. *Sequoia*.

~ = 0,1-1 %; = 1-3 %; --- = 3-5 %; — = 5-7 %; hrubšia čiara = 7-10 %; ešte hrubšia = 10-20 %; vyplnený obdĺnik = nad 20 %!

II. sloj listnaté



1. *Triatriopollenites rurensis* P f. — Th., *Triatriopollenites bituitus* P f., *Triatriopollenites* sp., *Triatriopollenites myricoides* (K rem p) — Myricaceae; 2. *Tricolporopollenites coryloides* P f. (*Corylus*); 3. *Triatriopollenites coryphaeus* R. Pot.; 4. *Triatriopollenites coryphaeus* subsp. *microcoryphaeus* R. Pot., (*Engelhardtia*); 5. *Trivestibulopollenites betuloides* P f. (*Betula*); 6. *Subtriporopollenites simplex* R. Pot. — Ven (*Carya*); 7. *Intratriporopollenites instructus* R. Pot. — Ven (*Tilia*); 8. *Subtriporopollenites constans* P f. (*Juglans*); 9. *Polyporopollenites carpinoideus* P f. (*Carpinus*); 10. *Polyporopollenites stellatus* R. Pot. (*Pterocarya*); 11. *Polyvestibulopollenites verus* R. Pot. (*Alnus*); 12. *Ulmus* sp.; 13. *Tricolpopollenites asper* P f. — Th., *Tricolpopollenites henrici* R. Pot. (*Quercus*); 14. *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot. (*Cupuliferae*); 15. *Tricolpopollenites liblarensis* Thoms. (cf. *Leguminosae*); 16. *Tricolpopollenites spinuosus* R. Pot. (*Lauraceae*); 17. *Tricolporopollenites* sp.; 18. *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. (*Castaneae*); 19. *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. (*Nyssaceae*); 20. *Tricolporopollenites pseudocruciatus* R. Pot. (*Fagus*); 21. *Tricolporopollenites margaritatus* R. Pot. (*Ilex*); 22. *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot. (cf. *Rhus*); 23. *Tricolporopollenites lasius* R. Pot.; 24. *Tricolporopollenites eschweilerensis* P f. — Th.; 25. *Tricolporopollenites genuinus* R. Pot.; 26. *Tetracolporopollenites* P f. — Th. (*Sapotaceae*); 27. *Periporopollenites* sp. P f. — Th.; 28. *Pollenites oculis noctis* Thiergart; 29. *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot. (*Cyrrilla*); 30. *Salix*; 31. *Liquidambar*; 32. *Oleaceae*; 33. *Magnolia*; 34. *Platycarya*; 35. *Monocotyllaedonae*; 36. NAP; 40. *Ovoidites*.

Rozšírenie a vývoj miocénneho rastlinstva v modrokamenskej panve si vysvetľujeme nasledovne: V období sedimentácie spodnej časti sloja bol vyvinutý taxodiovitý močiar s typickým spoločenstvom *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* a okrajovým porastom *Myricaceae* — *Polypodiaceae*, s prímесou iných močiarných a vlhkomilných spoločenstiev. Alochtónny pelový materiál je len slabo zastúpený. V treťom sloji, ktorý vznikol po sedimentácii pieskov, má rastlinné spoločenstvo iné zloženie. Pelové zrná čelade *Myricaceae* sa vyskytujú oveľa menej; z toho usudzujeme, že pravdepodobne myrikový porast ustúpil jelšovému. V týchto vzorkách sme zistili aj bohatšiu prímес alochtónnych pelov. Mezofytné rastlinné spoločenstvá podľa pelového zastúpenia sa zdajú byť konštantne zastúpené na zvýšenom pobreží lagún v období sedimentácie III. sloja.

Močiar bol na začiatku sedimentácie asi značne rozšírený, ako na to poukazujú vzorky z okolitých vrto; siahal pomerne ďaleko na JZ (S-142). Išlo tu asi o jeden veľký močiar, príp. o sústavu menších močiarov s rovnakým typom rastlinstva.

Prvý (vrchný) sloj (Slatinka II, Dolina I; vrty S-135, PS-56, PS-57). Profil sloja, asi 2 m mocný, bol spracovaný po 10—15 m intervaloch. Z výtrusných sú najhojnejšie zastúpené rody z čelade *Polypodiaceae*, hlavne forma hladká, ktorú uvádzajú Thomson & Pflug (1953) ako *Laevigatisporites neddeni* R. Pot. Hojne je zastúpená papraď rodu *Osmunda* a spóry húb; pomerne hojne *Cingulatisporites*, opisované Krutschom (1959) ako *Polypodiaceisporites microspeciosus*, a spóry rodu *Lygodium*. Vcelku z výtrusných prevládajú *Polypodiaceae*, hladká i štruktúrna forma (*Verrucatosporites*).

Z ihličnatých prevládajú typy z čelade *Taxodiaceae* a *Cupressaceae*, jednak formami *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot. a *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. Pelových zrn ihličnatých je pomerne malé percento. Na rozdiel od dolnorýnskych hnedouhoľných panví, kde v rastlinstve prevládajú ihličnaté formy, v našom uhli je vyššie percento pelových zrn listnatých rastlín, s bohatšou rodovou rozmanitosťou. Najhojnejšie sú zastúpené močiarne a vlhkomilné rastlinné prvky, ako *Myricaceae*, *Alnus*, *Carya*, čiastočne *Salix*, *Nyssaceae*. Ostatné typy (uvedené na tabuľke) sa vyskytujú vo vzorkách konštantne, ale nižším percentom.

Slatinka II. Spracovaných bolo 8 vzoriek. Zastúpenie pelov náhle pokleslo v 7. a 5. vzorke až na nevyhodnotiteľné minimum. Od spodných vrstiev profilu sloja možno charakterizovať vývoj rastlinstva takto: vo vzorke č. 10 je relatívne najviac zastúpená čelaď *Taxodiaceae*; v skutočnosti je tu rastlinstvo veľmi zmiešané a nedá sa hovoriť o typickom taxodiovom močiari; chýba aj čelaď *Nyssaceae*. Pomerne vysokým percentom sú zastúpené rody *Betula*, *Corylus*, *Carya*, *Castanea* a *Salix*. Podľa toho sa zdá, že v období sedimentácie spodnej časti I. sloja prevládal na pobreží miešaný listnatý les typu *Betula* — *Salix* a *Carya*; menej sú zastúpené pele čelade *Taxodiaceae* a *Myricaceae*.

Vo vzorke č. 9 najhojnejšie je zastúpená čelaď *Polypodiaceae*, kým čelaď *Taxodiaceae* úplne chýba. Vysoké percento dosahujú rody *Alnus*, *Tilia* a čelaď *Nyssa-*

ceae; pelové zrná *Myricaceae* úplne chýbajú. Močiar tu bol tvorený pravdepodobne druhmi rodu *Alnus* a čelade *Nyssaceae*. Maximálne zastúpenie čelade *Polypodiaceae* hovorí o širšom pásme vlhkého okraja močiara, väčšinou roka nezaplaveného vodou. V tejto vzorke môžeme hovoriť o horizonte *Polypodiaceae* — *Alnus*. Aj vo vrchnejšej vzorke je taxodiovitých typov málo; kleslo percento *Polypodiaceae* i rodu *Alnus*. Maximum tvoria *Cupuliferae* a rod *Castanea*. Toto svedčí o regresii, ktorú potvrdzuje aj vysoké percento spór húb. Vo vrchných vrstvách sú náznaky prehĺbenia močiara a vzniku taxodiového porastu, zmiešaného s bohatým porastom jelše, menej *Nyssaceae*; *Myricaceae* sú tiež pravidelne a dosť hojne zastúpené. Tieto vrstvy označujeme ako vrstvy *Taxodiaceae* — *Alnus*.

D o l i n a. I. V spodnej časti sloja dosahujú maximum pelové zrná rodu *Tilia*; hojné sú aj pelové zrná čelade *Taxodiaceae*, *Myricaceae* a rodu *Alnus*. Tieto vrstvy sú obdobné ako vo vzorke 9. v sloji Slatinka II; vrchné vrstvy sú zas obdobné vzorke 4. na Slatinke; prekvapujúce je množstvo spór rodu *Tilia*, takže môžeme tu hovoriť vlastne o horizonte *Polypodiaceae* — *Tilia*.

S-135. Vo vrte je pomerne nízke percento pelových zrn autochtónnych drevín. Vyššie percento dosahuje rod *Engelhardtia* a čelad *Myricaceae*, málo *Taxodiaceae*. Podobá sa 10. vzorke na Slatinke II. V spodnej časti vrtnu PS-56 je vysoké percento rodu *Alnus* a čeladi *Taxodiaceae* a *Myricaceae*. Spoločenstvá odpovedajú zložením rastlinstvu v období sedimentácie 4. vzorky na Slatinke.

Prvý sloj obsahuje rastlinstvo netypické pre hnedouhoľné panvy. Zdá sa, že uhlie vzniklo z veľkej časti na vlhkomilnom pobreží, zmiešaného listnatého lesa. Malé percento čelade *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* nasvedčuje, že močiar tohto typu bol len málo vyvinutý. Vyššie percento rodu *Alnus* než čelade *Myricaceae* naznačuje ochladenie klímy. Veľmi vysoké percento rodu *Tilia* na lokalite Dolina I poukazuje na blízkosť pobrežia. Rastlinstvo na jednotlivých lokalitách nie je také jednotné ako v druhom sloji. Nie je vylúčené, že na SZ, na lokalite vrtnu S-135 už močiar nebol v spojení so slatiným močiarom.

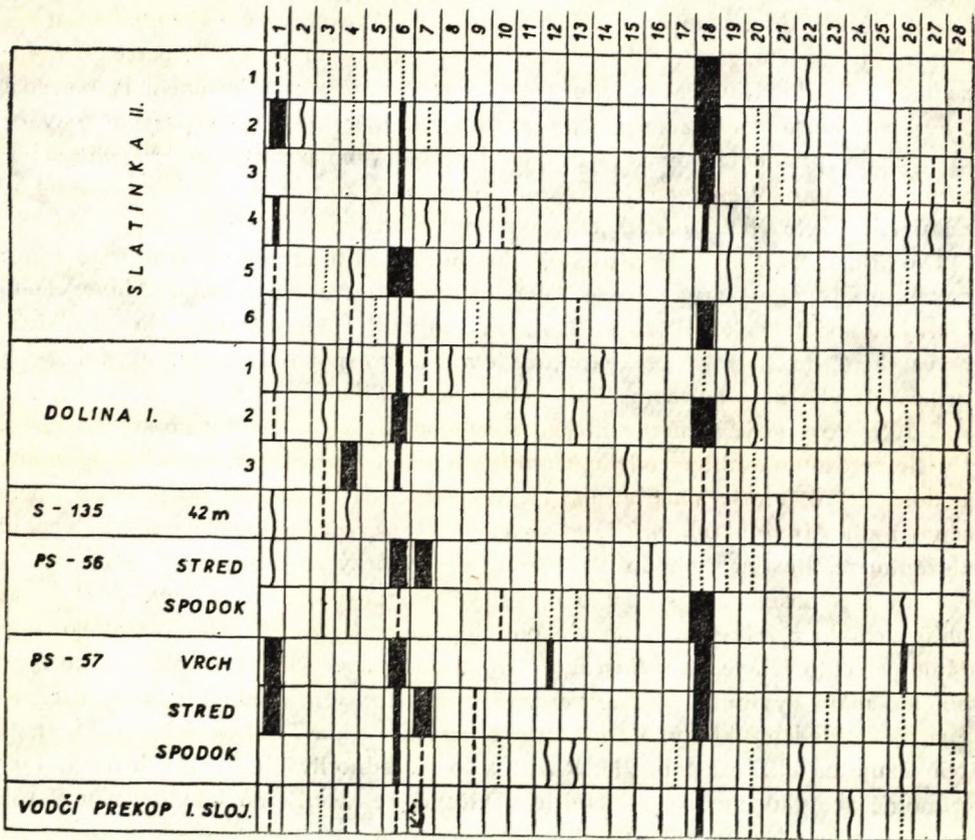
Vymedzenie rastlinných horizontov

Rastlinné horizonty v uhoľných slojoch na Slatinke II sa podarilo vymedziť nielen v bani, ale aj na vrtoch, z najbližšieho okolia. Označenie „horizonty“ používam pre vrstvy, v ktorých má prevahu určitý rod, alebo čelad; na základe maximálneho zastúpenia pelov predpokladáme, že tvorí typickú zložku rastlinstva, kým ostatné typy rastlín sú zastúpené len menším percentom. Podľa zhody rastlinstva vo vrtoch možno zistiť skutočné priestorové rozšírenie typického spoločenstva a vylúčiť náhodnosť, možnú pri skúmaní rastlinstva len na jednej lokalite. Vymedzené horizonty poslúžia najmä pri mikrostratigrafickej charakteristike panvy.

D r u h ý s l o j. Obdoba štvrtého sloja sa v žiadnom vrte neopakovala. Predpokladám, že močiar v období sedimentácie štvrtého sloja bol síce dosť rozšírený,

T a b. 2. Percentuálne zastúpenie sporomorfv v I. sloji v bani Slatinka a vo vrtoch.

I. sloj výtrusné a ihličnaté

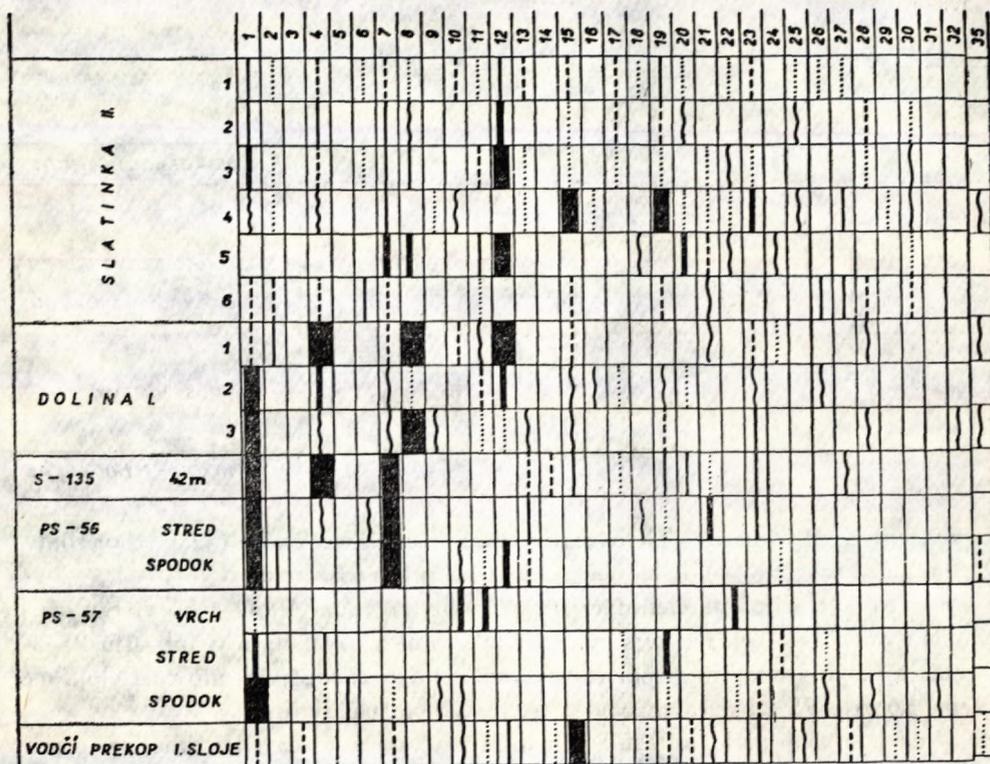


1. Fungi (spóry húb); 2. *Concavisporites* (cf. *Gleicheniaceae*); 3. *Corrugatisporites solidus* R. Pot. (cf. *Lygodium*); 4. *Rugulatisporites quintus* R. Pot. (*Osmunda*); 5. *Polypodiaceaisporites* R. Pot. (cf. *Lygodium*); 6. *Laevigatisporites haardti* R. Pot. — Ven. (*Polypodiaceae*); 7. *Laevigatisporites neddeni* R. Pot.; 8. *Equisetum*; 9. *Triplanosporites*; 10. *Laevigatisporites pseudomaximus* Pf. — Th.; 11. *Verrucatisporites* sp.; 12. *Cingulatisporites* sp.; 13. *Cyatheaceae* sp.; 14. *Concavisporites* sp.; 15. *Calamospora* ?; 16. Ostatky húb; 17. dtto; 18. *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot., *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. (*Taxodiaceae*, *Cupressaceae*); 19. *Pinus haploxylon* typ Rudolph; 20. *Pinus diploxylon* typ Rudolph; 21. *Podocarpus*; 22. *Monocolpopollenites areolatus* R. Pot. (*Sabal*); 23. *Inaperturopollenites incertus* Pf. — Th.; 24. *Abies*; 25. *Sciadopitys*; 26. *Gingkoaceae*; 27. *Ephedra*; 28. *Sequoia*.

ale asi rýchlo zanikol a dlhšiu dobu sa zachoval len na malom priestore. Svedčí o tom práve typické močiarne rastlinné spoločenstvo, vyvinuté len na malom priestore. Pre spodnú časť druhého sloja (IV. sloj) sú charakteristické čeľade *Ta-*

Tab. 2. Percentuálne zastúpenie sporomorfi v I. sloji v bani Slatinka a vo vrtoch.

I. sloj listnaté.



1. *Triatriopollenites rurensis* P f. — Th., *Triatriopollenites bituitus* P f., *Triatriopollenites* sp., *Triatriopollenites myricoides* (K rem p) — Myricaceae. 2. *Tricolporopollenites coryloides* P f. 3. *Triatriopollenites coryphaeus* R. Pot.; 4. *Triatriopollenites coryphaeus* subsp. *microcoryphaeus*; R. Pot.) (*Engelhardtia*); 5. *Triatriopollenites plicatus* R. Pot.; 6. *Trivestibulopollenites betuloides* P f. (*Betula*); 7. *Subtriporopollenites simplex* R. Pot. — Ven. (*Carya*); 8. *Intratiporopollenites instructus* R. Pot. — Ven. (*Tilia*); 9. *Subtriporopollenites constans* P f. (*Juglans*); 10. *Polyporopollenites carpinoideis* P f. (*Carpinus*); 11. *Polyporopollenites stellatus* R. Pot. (*Pterocarya*); 12. *Polyvestibulopollenites verus* R. Pot. (*Alnus*); 13. *Ulmus* sp.; 14. *Tricolpopollenites* sp.; 15. *Tricolpopollenites asper* P f. — Th., *Tricolpopollenites henrici* R. Pot. (*Quercus*); 16. *Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot. (*Cupuliferae*); 17. *Tricolpopollenites liblarensis* Thoms. (cf. *Leguminosae*); 18. *Tricolpopollenites spinuosus* R. Pot. (*Lauraceae*); 19. *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot. (*Castanea*); 20. *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot. (*Nyssaceae*); 21. *Tricolporopollenites pseudocruciatus* R. Pot. (*Fagus*); 22. *Tricolporopollenites margaritatus* R. Pot. (*Ilex*); 23. *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot. (cf. *Rhus*); 24. *Tricolporopollenites genuinus* R. Pot.; 25. *Tetracolporopollenites* P f. — Th. (*Sapotaceae*); 26. *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot. (*Cyrilla*); 27. *Salix*; 28. *Liquidambar*; 29. *Oleaceae*; 30. *Magnolia*; 31. *Porocolpopollenites vestibuloformis* P f. (*Symplacaceae*); 32. *Compositae*; 33. *NAP*; 35. *Ovoidites*.

T a b. 3. Rastlinné horizonty v II. sloji

	PREKOP	SLAT. II.	SLAT. - S-142	PS-53	PS-55	PS-56	PS-57	PS-24	PS-57	
			DOL							
1										TAXODIACEAE MAXIMUM
2										
4										
5										
6										
9										MYRICACEAE HORIZONT
10										
11			1		1		1			POLYPODIACEAE HORIZONT
12			2		2		2			
III 1								1		ALNUS VRSTVY
2								2		
IV 1										MAX. TAXOD - MYRICACEAE
2										

xodiaceae a *Myricaceae*. Tieto vrstvy však nemôžeme označiť ako „horizonty“ spomínaných čeladi, lebo sme ich nenašli na iných lokalitách.

Pre tretí sloj je charakteristické množstvo rodu *Alnus*; jeho vrstvy označujeme preto ako *Alnus* — vrstvy. Jelše tak hojně sa vyskytujú v uhli vrtu PS-24; avšak aj ostatné rastlinné spoločenstvá sú natoľko zhodné, že túto časť sloja môžeme vo vrte PS-24 paralelizovať s tretím slojom na Slatinke.

V druhom sloji na lokalitách Slatinka II pre vzorku č. 12 a 11, ďalej pre prekop Slatinka — Dolina — Bukovec, vrty PS-53, PS-55, som vymedzila *Polypodiaceae* — horizont, kým *Myricaceae* — horizont v sloji Slatinka II a vo vrtoch S-142 a PS-56.

V prvom sloji som vymedzila jedine *Polypodiaceae* — *Tilia* — horizont na lokalitách Slatinka (9. vzorka) a Dolina I. Vzorky z vrtu S-135 ukazujú na netypické rastlinné spoločenstvá, podobne ako najspodnejšia časť prvého sloja v Slatinke II. Nad ním nasleduje *Polypodiaceae* — *Tilia*, *Carya* a *Taxodiaceae* — horizont a potom vzorka s maximum *Cupuliferae*. Vo vzorke č. 4 kvantitatívne prevláda rod *Alnus* a čelaď *Myricaceae*; najvrchnejšie vrstvy obsahujú vysoké percento čelade *Taxodiaceae*. Vzorku z vrtu PS-56 som zaradila do *Alnus* — *Myricaceae* — horizontu.

Ekologické podmienky v období sedimentácie sloja I a II

V spodnej časti druhého sloja (IV. sloj) je vyvinutý typický taxodiový močiar, v ktorom dominujú *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* — *Myricaceae*, s pomerne hojným

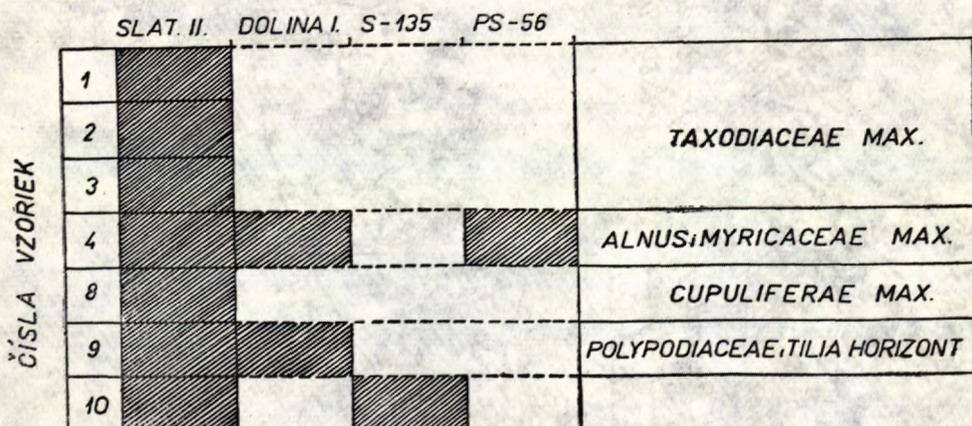
zastúpením papradí z čelade *Polyodiaceae*. Pre malé rozšírenie a malú mocnosť sloja predpokladáme, že toto typické močiarske spoločenstvo bolo poklesom pôdy a zaplavením zničené. Toto možno považovať za jeden z dôkazov o lagunárnom pôvode modrokamenského uhlia.

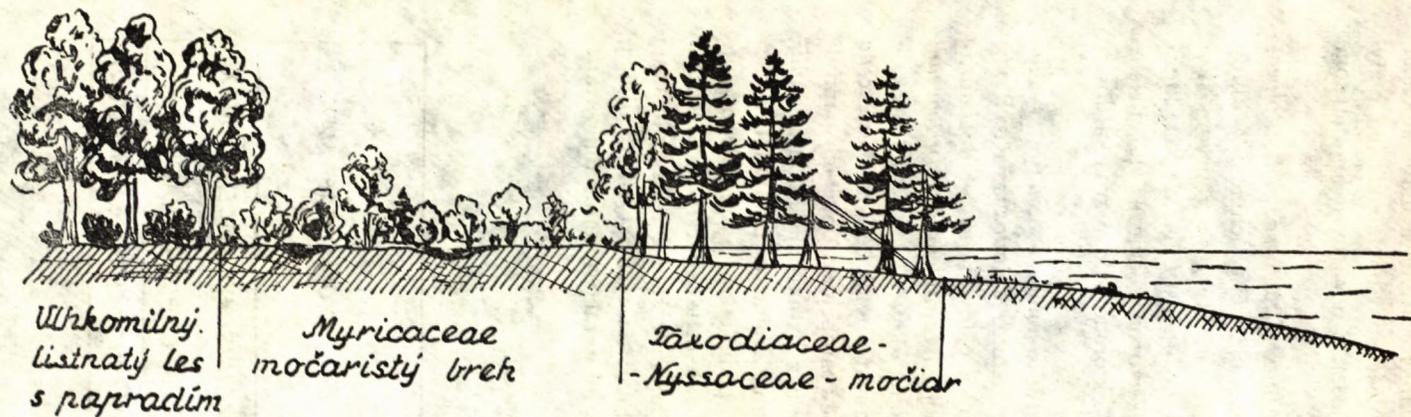
V treťom sloji ustúpila čelaď *Myricaceae*, rod *Alnus*; *Sapotaceae* a *Symplocaceae* sa tu vyskytujú len ojedinele. Predpokladáme tu určité ochladenie klímy oproti spodnejšiemu sloju. Pomerne hojný je rod *Tilia*, ktorý sa v prvom sloji rozrástol aj na širšom okolí močiara. Hojnejšie je zastúpená *Engelhardtia*, ktorá sa v štvrtom sloji vyskytovala len ojedinele. To všetko naznačuje existenciu širšieho pásu pobrežného rastlinstva (mimo močiara), ktorého pelové zrná sa dostávali do močiara bez prekážky.

V druhom sloji je zastúpené subtropické rastlinstvo s pomerne bohatým výskytom čelade *Sapotaceae* a pelových zrn *Tricolpopollenites spinuosus* R. Pot., ktoré Thomson & Pflug (1953) považujú za pelové zrná čelade *Lauraceae*, rodu *Ilex* a palmy *Sabal*. Jelše v tomto sloji ustúpili čeladi *Myricaceae*; z toho usudzujeme, že oproti spodnejšiemu (tretiemu) sloju nastalo oteplenie.

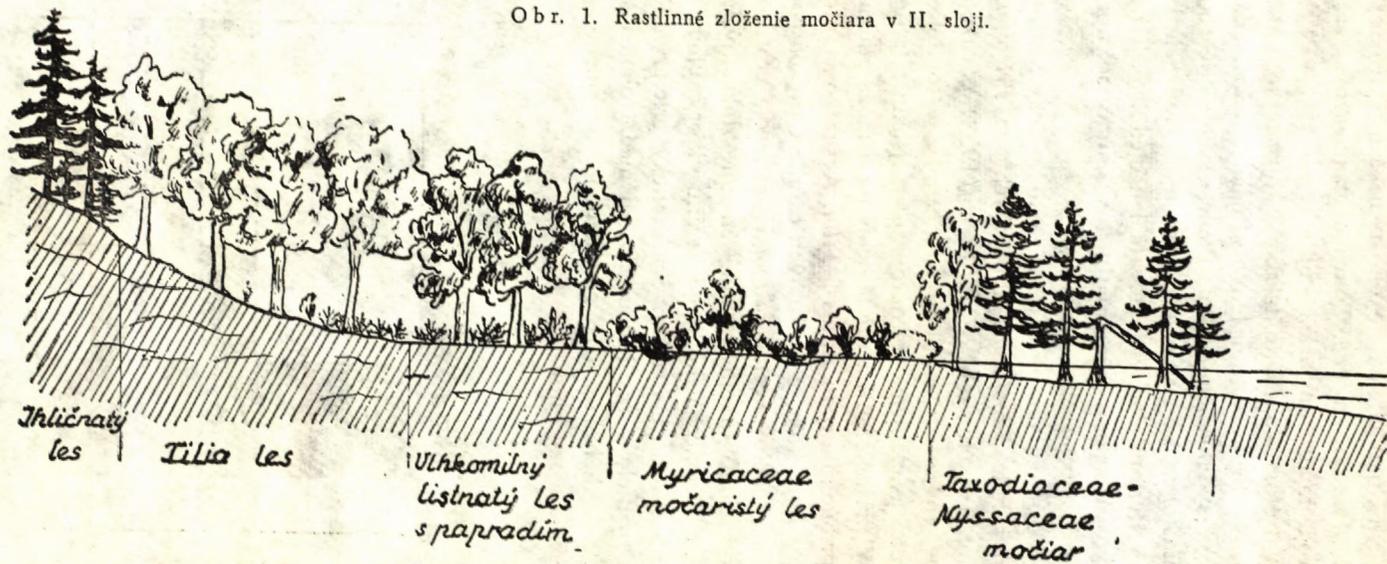
V prvom sloji na určité ochladenie môže poukazovať úbytok čelade *Myricaceae* a pribúdanie rodu *Alnus* a *Tilia*. Avšak konštantné zastúpenie tropických papradí rodu *Lygodium*, z ihličnatých čelade *Gingkoaceae* a z listnatých čelade *Leguminosae*, ojedinele čelade *Sapotaceae*, svedčí proti tomu. Zrejme tu mohlo ísť o zmenenú konfiguráciu terénu, zmenu vlhkostných podmienok a pravdepodobne o priblíženie svahovitého terénu, ktorý umožňoval prílev väčšieho množstva alochtónneho materiálu. Schematický prierez močiarom v sloji I a II poukazuje na rozdiely v rastlinnom zložení medzi oboma slojmi na tých istých lokalitách; tieto rozdiely môžu byť podmienené buď zmenou konfigurácie terénu, alebo transgresiou a regresiou.

T a b. 4. Rastlinné horizonty v I. sloji.





Obr. 1. Rastlinné zloženie močiara v II. sloji.



Obr. 2. Rastlinné zloženie močiara a jeho okraja v I. sloji.

Porovnanie s pelovými spektrami hnedouhoľných panví

Porovnanie s pelovými spektrami iných hnedouhoľných panví nám pomôže objasniť stratigrafickú polohu produktívnych vrstiev v modrokamenskej panve. Najdôležitejšie v tomto ohľade je pelové spektrum zo Salgotarjanu, keďže táto panva geneticky súvisí s modrokamenskou. Simoncsics (1958, 1959) spracoval profil oboch slojov v bani Katalin z 19 vzoriek. Pelové analýzy z oboch území neukazujú na veľké rozdiely v zložení rastlín.

Na základe porovnania pelového diagramu oboch území došla som k nasledovným uzáverom:

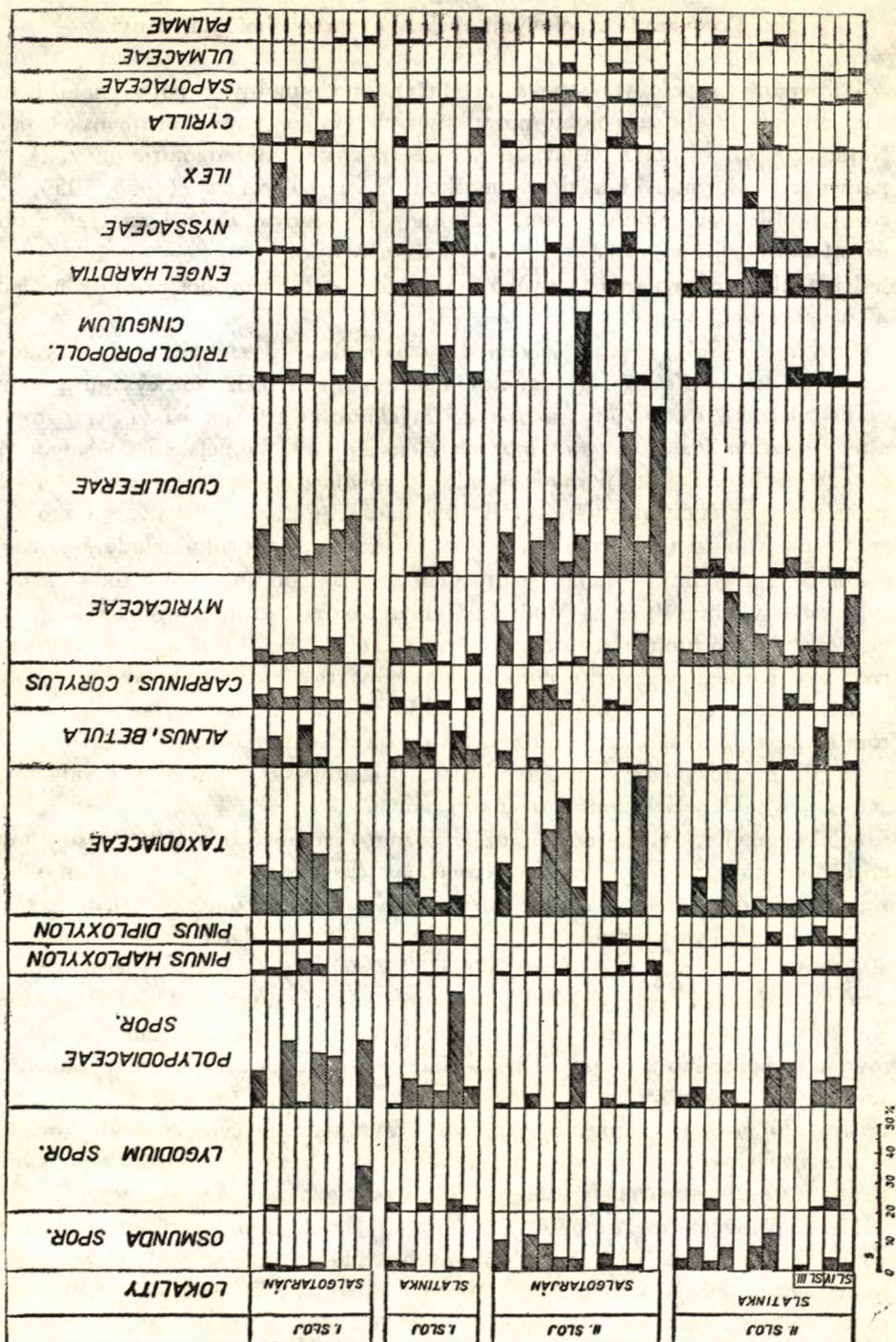
Prvý sloj v Salgotarjane je bohatší na paprade a hlavne má oveľa vyššie percento čelade *Cupuliferae*. Aj taxodiovitá sú zastúpené podstatne vyšším percentom oproti Slatinke. Rody *Alnus* a *Betula*, *Engelhardtia* a *Castanea* (*Tricolporopollenites cingulum* R. Pot.) sú v modrokamenskej panve hojnejšie než v salgotarjanskej. V druhom sloji sú paprade čelade *Polypodiaceae* bohatšie zastúpené na Slatinke než v Salgotarjane, kým čelaď *Taxodiaceae* je u nás zriedkavejšia ako v Salgotarjane. V našom pelovom diagrame zas sú hojnejšie druhy čelade *Myricaceae*.

Na základe týchto porovnaní usudzujem, že v Salgotarjane bol taxodiový močiar typickejšie vyvinutý než na Modrom Kameni. Najmä druhý sloj má v Salgotarjane typicky autochtónne rastlinstvo. Predpokladám, že obe terajšie panvy sa vytvorili v jednom sedimentačnom období. Bohatšie vyvinuté taxodiové porasty svedčia o tom, že v Salgotarjane boli hlbšie a rozsiahlejšie močiare než na Modrom Kameni. Transgresia, ktorá zasahovala na naše územie z juhu, pravdepodobne vytvorila pre rozvoj porastu *Taxodiaceae* priaznivejšie podmienky v salgotarjanskej než v severnejšej modrokamenskej panve.

Modrokamenské močiare mali užšie pásmo taxodiového a širšie pásmo vlhkomilného listnatého lesa, resp. myrikového a caryového porastu s veľmi vlhkým substrátom, než v Salgotarjane. Domnievam sa, že to bolo zapríčinené tektonickými pohybmi i transgresiou od J—JV; tým vznikli v salgotarjanskej panve lepšie vlhkostné podmienky pre rozvoj čelade *Taxodiaceae* — *Cupressaceae*. Niektoré rozdiely v zložení rastlinstva boli závislé len od zmenených ekologických pomerov. Rozdiely, ktoré by svedčili o nerovnakom veku sedimentácie, sme nezistili. Porovnaním spodného salgotarjanského sloja so spodným slojom modrokamenským sme zistili, že oba sedimentovali v rovnakom období. Ešte viac podobný je náš vrchný sloj prvému sloju v Salgotarjane. Výnimkou je čelaď *Cupuliferae*, ktorá je v oboch slojoch v Salgotarjane hojnejšie zastúpená než na Modrom Kameni. Tento rozdiel však nemá žiaden stratigrafický význam, skôr ekologický.

Medzi pelovými spektrami z modrokamenského uhlia a českobudějovickou panvou (Pactová 1960) niet podstatných rozdielov. Isté rozdiely sú v zastúpení rodu *Cedrus*, ktorý sa u nás vyskytuje len ojedinele. V českobudějovickej panve sa vo veľkom množstve vyskytuje *Sequoia* a *Sciadopitys*; u nás ich nahrádzajú

T a b. 5. Percentuálne zastúpenie sporomorf niektorých rastlinných skupín v modrokamenskej a salgotarjanskej panve.



Taxodiaceae a *Myricaceae*. *Cingulatisporites marxheimensis* M ü r r. & P f l u g, ktoré Pacltová (podľa nemeckých autorov) uvádza ako spodnomiocénny alebo vrchnooligocénny prvok, sa u nás bežne vyskytujú až po vrchný tortón. Vcelku teda nevidím stratigrafických rozdielov medzi oboma panvami. Ovšem niektoré menšie rozdiely, ako už bolo spomenuté, môžu mať len lokálny význam a sú väčšinou ekologického charakteru.

Kým v spektre z ložiska v Uhelnej (M a z a n c o v á 1960) sa ešte vyskytujú hladké formy monokolpátnych peľových zŕn, v našom spektre tieto chýbajú. Zloženie ostatných sporomorf je vcelku zhodné, najmä pokiaľ ide o rozmanitosť foriem čelade *Myricaceae*. Na základe porovnania oboch spektier usudzujem, že peľové spektrum z Uhelnej je staršie než naše.

Porovnaním s hnedouhoľným ložiskom západoštýrskym (K l a u s 1954) — veku vrchnohelvétskeho a spodnotortónskeho — sme zistili, že hlavným rastlinným prvkom vo vrchnohelvétskom uhli lokality Korneuburg a Zangtal je rod *Pterocarya*, *Rhoipollenites* a *Caryopollenites*. V spodnom tortóne vo vrte Pirka 75 m prevláda *Tsugopollenites* a *Quercopollenites*. Týmto znakom sa dosť podstatne líšia tieto lokality od rastlinného zastúpenia v uhli na Modrom Kameni, kde prevládajú *Taxodiaceae* a *Myricaceae*.

Dolnorýnske uhlie palynologicky pomerne podrobne spracovali viacerí autori. Podľa Thiergarta (1950) v dolnorýnskom uhli najhojnejšie sú zastúpené duby a typy dubovité, do ktorých zahrňuje rody *Castanea*, *Castanopsis*, *Tricolpopollenites microhenrici* a *Leguminosae*. Z ihličnatých sú pele borovic hojnejšie zastúpené než taxodiovitých; príznačná v tomto ohľade je jama pri Harreme, kde prevládajú už spomínané quercoidné typy, borovice a *Myricaceae* — *Betulaceae*. Všetky rastlinné typy, známe na tejto lokalite, sa nachádzajú aj v našom spektre, ovšem v inom kvantitatívnom zložení. Nášmu peľovému diagramu sa viac podobá spektrum vo vrte Bliesheim, najmä jeho vrchnej časti, kde prevládajú taxodiovité formy. Ovšem, kým v tomto vrte rod *Sciadopitys* vytvára horizont, u nás sa vyskytuje len ojedinele. Peľové zrná rodu *Alnus* sa vyskytujú v našom uhli oveľa hojnejšie, dokonca vytvárajú aj horizonty, kdežto v dolnorýnskom uhli vo vrte U 3 (U 113), 42 a vo vrte Bliesheim podľa Thiergarta sa vyskytujú len ojedinele.

Z povrchového odkryvu Düren v dolnorýnskom hnedom uhli Brelie & Rein (1958) uvádzajú ako hlavné druhy rastlín: *Sequoia pollenites polyformosus* Thierg., *Taxodiaceapollenites hiatus* R. Pot. Krem p., *Inaperturopollenites dubius* R. Pot. & Ven. (Th. & Pf), *Abietinaepollenites labdacus* R. Pot., *Abietinaepollenites microallatus* R. Pot., *Abietinaepollenites allatus* R. Pot., *Quercoidites henrici* (R. Pot), *Tricolporopollenites megaexactus* subsp. *exactus* R. Pot., Th. & Pf., a iné v menšom percentuálnom výskyte.

Podľa práce Thomson & Rein (1960) v hnedom uhli bane Liblar (najmä hlavný sloj), okrem *Sciadopitys*-horizontu veľmi význačný pre mikrostratigrafiu sloja je typ *Castanopsis*, ktorý sa vyskytuje hojne aj v našom uhli; ovšem

pre vymedzenie vrstiev v modrokamenskom uhľí sa tento typ peľov nehodí pre nepravidelné zastúpenie. Aj skupina *Quercus* — *Pollenites henrici* R. Pot., vyskytujúca sa veľmi hojne v dolnorýnskom uhľí, sa u nás vyskytuje len v obmedzenom množstve. Spoločné sú výskyty taxodiovitých foriem, z ktorých najhojnejšie sú *Inaperturopollenites hiatus* R. Pot. v rýnskom uhľí i na Modrom Kameni; aj palma *Sabal* a papraď *Lygodium* sa vyskytujú v oboch panvách. Preto nevidíme žiadny stratigrafický rozdiel medzi oboma panvami.

Thomson (1950) z baní Liblar, Fortuna, Neurat z dolnorýnskeho uhľia uvádza, že peľe *Sapotaceae* a *Sabal* sú oveľa častejšie v spodnej časti sloja než vo vrchnej. Vyzdvihuje zvlášť spóru rodu *Lygodium* a peľe čelade *Sapotaceae* ako vedúce formy pre chat-akvitánske rýnske uhlie. Na základe výskytu rodu *Sciadopitys* predpokladá suchú klímu. V našom uhľí sa nachádzajú hojne aj spóry rodu *Lygodium* aj peľe rodu *Sabal* a čelade *Sapotaceae*. Avšak výskumom sedimentov stratigraficky identifikovaných na základe fauny, sa ukázalo, že tieto rastlinné typy sa vyskytujú až po vrchný tortón, a nie sú nijak charakteristické pre spodný miocén, ako uvádza Thomson (1950).

Rozdielny je aj peľový diagram z bane Fortuna, kde ako najhojnejšia zložka rastlinstva je *Pollenites henrici* R. Pot. a konštantne sa vyskytujú aj *Ericaceae*. Zdá sa, že tu ide o iný typ močiarného rastlinstva než na Modrom Kameni.

Neuy — Stolz (1958) uvádza pre obdobie sedimentácie hlavného sloja dolnorýnskeho uhľia nasledovné lesné typy:

1. *Taxodiaceae* — *Cupressaceae* močiare s prevládajúcimi rodmi *Glyptostrobus* a *Taxodium*;
2. *Myricaceae* (*Betulaceae*) krovinatý les s bohatým zastúpením čelade *Myricaceae* a *Betula-ceae*, *Ostrya*, *Engelhardtia*, zriedka *Alnus*;
3. *Sequoia* les vytvára horizonty najmä v spodnej časti sloja. Bohaté sú tieto vrstvy na rody *Lygodium*, čelad *Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Araliaceae*, cf. *Oleaceae* a rozličné druhy rodu *Ilex*;
4. *Sciadopitys* les vytvára horizonty vo vrchnejšej časti hlavného sloja;
5. palmové porasty sú hlavne na báze I. sloja bane Liblar.

Prvé dva typy lesov sa vyskytujú aj u nás na Modrom Kameni; ostatné typy u nás nepoznáme vôbec. Ojedinele sa našli peľe rodu *Sequoia*, *Sciadopitys* a palmy *Sabal* (väčšinou pod 1 %).

Záverom možno povedať, že rozdiely medzi dolnorýnskym a modrokamenským uhľím sú podmienené hlavne ekologickými faktormi; spočívajú najmä v rozdielnom zastúpení, hlavne trikolporátnych a trikolpátnych peľov quercoidného typu, rodu *Sequoia* a *Sciadopitys*. Tieto rozdiely môžu mať aj stratigrafický význam, lebo medzi akvitánom (kam sa zaraďuje dolnorýnske uhlie) a spodným helvétom (kde kladieme my modrokamenské uhlie) nie sú z hľadiska paleobotanického výrazné stratigrafické hranice.

Pflug (1956) dáva celý rýnsky obraz do stredného miocénu; v neskoršej práci (1957) zaraďuje vrchný rýnsky obraz do hlbšieho miocénu, spodný do vrchného chatu. Ak vychádzame z poslednej práce, v ktorej má presnejšie vymedzenú stratigrafiu pre rýnske obrazy, podľa rastlinstva by modrokamenská uhoľná

séria patrila asi k vrchnému rýnskemu obrazu, ovšem má aj niektoré znaky spodného rýnskeho obrazu. Tak rod *Carya* prevláda nad rodom *Pterocarya* v modrokamenskom uhli, čo Pflug (l. c.) považuje za typické pre obdobie sedimentácie pred vrchným rýnskym obrazom. *Juglans* sa vyskytuje v našom pelovom spektre zriedkavo; Pflug uvádza ojedinelý výskyt vo vrchnom rýnskom obraze, pravidelne sa vyskytujú v posenskom obraze (vrchný miocén). Rod *Alnus* sa vyskytuje v modrokamenskom uhli načasťšie 5–6 pórový, čo Pflug považuje za typické pre spodný rýnsky obraz; 4 pórové, resp. ich prevaha nad 5 pórovými, sú príznačné pre vrchný rýnsky obraz.

Vychádzajúc z týchto porovnaní zaradujeme modrokamenské uhlie do prechodného obdobia medzi vrchným a spodným rýnskym obrazom. Aj keby sa vyskytli ďalšie spoločné znaky (ktoré Pflug 1957 neuvádza) medzi modrokamenským uhlím a vrchným rýnskym obrazom, nebude naša panva mladšia než na hranici burdigal – helvét. Pre salgotarjanské uhlie uvádza Simonsics (1959) tiež hranicu burdigal-helvét na základe porovnania s hnedouhoľnými rastlinnými spoločenstvami hlavne z Nemecka.

Pre Hirschberg slaj II a III uvádza Pflanzl (1956) z hľadiska teplotných nárokov o niečo chladnomilnejšiu flóru ako je na Modrom Kameni. Chýbajú tam niektoré rastlinné typy, vyskytujúce sa pomerne konštantne na Modrom Kameni (*Lauraceae*, *Oleaceae*, *Lygodium*, *Gleicheniaceae*). Prevládajúce rastlinné spoločenstvo v uhli Hirschbergu je typ *Sequoia*. Podľa pelového zloženia sa zdá, že hirschbergské uhlie je mladšie než modrokamenské.

*

Na základe palynologického výskumu a porovnania s miocénnymi pelovými spektrami uhlia, hlavne z Maďarska a Nemecka, možno produktívne vrstvy na Modrom Kameni zaradiť do vrchného burdigalu až spodného helvétu. Zatiaľ nemáme ani faunistické, ani floristické dôkazy pre zaradenie produktívnych vrstiev do spodného helvétu. Avšak s prihliadnutím na rastlinstvo vrchnohelvétskeho šlíru (karpatu), ktoré je skoro rovnako teplomilné ako spodnohelvétske spoločenstvá, možno v zásade prijať spodnohelvétsky vek produktívnych vrstiev. Keďže v miocéne nemôžeme ešte všetky sporomorfy zaradiť do prirodzeného systému, nemôžeme vystihnúť ani jemné klimatické zmeny. V pelovom obraze však zisťujeme zmeny podľa morfológie sporomorf, ktorých ekologický význam zatiaľ nepoznáme. O morfológické zmeny sporomorf sa opiera aj stratigrafické zaradenie rýnskych obrazov. Analogicky s Pflugovým určením veku dolnorýnskeho uhlia (1957), skôr by sa dalo uvažovať o zaradení produktívnych vrstiev modrokamenskej panvy do spodného miocénu. Pritom však treba brať do úvahy, že Pflug (1957) necharakterizuje presne termíny „spodný a vrchný miocén“, čiže aj naše zadelenie produktívnych vrstiev podľa porovnania s prácou Pfluga zostáva ne-

jasné. Avšak na základe porovnania s inými hnedouhoľnými panvami v Čechách a so salgotarjanskou hnedouhoľnou panvou kladieme produktívne vrstvy modrokamenské do vrchného burdigalu až spodného helvétu.

Záver

Palynologickým výskumom modrokamenskej uhoľnej panvy sme došli k nasledovným uzáverom:

Spodný uhoľný sloj II (v zmysle banskom II, III, IV) je z hľadiska rastlinných spoločenstiev typickejší pre uhoľné panvy s autochtónnymi rastlinnými spoločenstvami než vrchný (I.) sloj. Ide tu o autochtónne spoločenstvo s *Taxodiaceae*, *Nyssaceae*, *Myricaceae*, *Polypodiaceae* a s čiastočne vlhkomilným pobrežným listnatým lesom z rodov: *Carya*, *Betula*, *Salix*, *Quercus* atď. Vrchný sloj má asociácie so značným zastúpením nemočiarnych rastlinných typov, okrem horizontu *Polypodiaceae*, *Carya* a *Taxodiaceae* — *Myricaceae* — *Alnus*; tieto rastlinné typy však sú tak hojne zastúpené ako v spodnom sloji.

V uhoľných slojoch na Slatinke sa vymedzili tieto rastlinné horizonty: *Taxodiaceae*, *Myricaceae*, *Alnus*, *Tilia* a *Polypodiaceae*. Ekologické podmienky, umožňujúce maximálne zastúpenie vlhkomilných a močiarnych typov, t. j. autochtónneho rastlinstva, sú vhodnejšie v spodnom sloji, najmä v najspodnejšej časti (IV. sloj). V I. sloji je bohatší výskyt pobrežných listnatých drevín.

Koreláciou s pelovým diagramom salgotarjanskej panvy (Simoncsics 1959) som došla k uzáveru, že obe panvy majú v zásade rovnaké rastlinné zloženie. Spodný sloj v Salgotarjane rastlinným zložením odpovedá nášmu spodnému sloju a vrchný (I.) nášmu vrchnému sloju. Odchýlky sú len lokálne.

Produktívne vrstvy podľa klimatických nárokov môžu patriť do vrchného burdigalu až spodného helvétu. Podľa analógie s dolnorýnskym uhlím (Pflug 1957) spadá modrokamenská uhoľná séria do obdobia sedimentácie na prechode medzi oboma rýnskymi obrazmi.

Napokon dakujem doc. dr. B. Pacltovej za cenné rady a pripomienky k práci a inž. Jankoviechovi za pomoc pri odbere vzoriek.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Brelie G. & Rein U., 1958: Die stratigraphische Einstufung der Braunkohlenflora im Tagebau Düren. Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Fortschritte in der Geologie von Rheinland Westf. lv. 2 Krefeld. — [2] Čechovič V., 1948: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [3] Čechovič V., 1949: Zpráva o prieskume juhoslovenskej uhoľnej panvy. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [4] Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 33, Bratislava. — [5] Čechovič V.,

1961: Nové poznatky o stratigrafii juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava. — [6] Csepregy-Meznerics I. — Seneš J., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Stuttgart. — [7] Klaus W., 1954: Braunkohlen-Palynologie einiger Weststeirischer Lagerstätten. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Heft 1-4, Wien. — [8] Krutzsch W., 1957: Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. Zeitschrift für angewandte Geologie, Heft 11/12. — [9] Krutzsch W. & Lotsch D., 1957: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. Geologie, Jahrgang 6, H. 5, Berlin. — [10] Krutzsch W., 1959: Mikropaläontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Beiheft zur Zeitschrift f. Geologie, Berlin. — [11] Mürriger F. & Pflug H., 1952: Über einige palynologischen Untersuchungen des Braunkohlenlagers der Grube Emma bei Marxheim (Untermaingebiet). Notizblatt d. Hess. L. für Bodenforschung zu Wiesbaden. — [12] Neuy-Stolz G., 1958: Zur Flora der Niederrheinischen Bucht während der Hauptflözbildung unter besonderer Berücksichtigung der Pollen und Pilzreste in den hellen Schichten. Fortsch. d. Geologie, Krefeld. — [13] Pacltová B. — Pflanzl G., 1956: Das Alter der Braunkohle des Meissners der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Landenbach. Notizblatt d. hess. Amtes f. Bodenforschung 84, Wiesbaden. — [14] Pacltová B., 1960: Rostlinné mikrofosilie z lignitových ložísek u Mydlovár v českobudějovické pánvy. Sborník ÚÚG, sv. XXV, Praha. — [15] Mazancová M., 1962: Rostlinné mikrofosilie z ložiska Uhelná ve Slezsku. Sborník ÚÚG, sv. XXVII, Praha. — [16] Pflug H., 1956: Sporen und Pollen von Tröllatunga/Island und ihre Stellung zu den pollenstratigraphischen Bildern Mitteleuropas. Neues Jb. f. Geol. u. Paläont., Stuttgart. — [17] Pflug H., 1957: Zur Altersstellung und Faziesgliederung mitteleuropäischer Braunkohlen. Notizbl. d. hess. Amtes f. Bodenforschung 85, Wiesbaden. — [18] Rein U., 1951: Die Anwendung der Pollenstratigraphie in der Praxis des rheinischen Braunkohlenbergbaues. Geologisches Jahrbuch für das Jahr 1949, Band 65; Hannover. — [19] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. Práce Štát. geol. ústavu, Bratislava. — [20] Seneš J., 1956: Nové názory na stratigrafiu a paleogeografiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výskumov v strednej Európe. Geologický sborník VII/3-4; Bratislava. — [21] Simoncsics P., 1959: A Salgótarján vidéki miocén barnakőszén palinológiai vizsgálata. Földtani Közlöny, Budapest. — [22] Thiergart F., 1937: Die Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. Jahrbuch d. Preuss. Geol. Anst. 58, Berlin. — [23] Thiergart F., 1940: Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung Brennstoff Geologie, Berlin. — [24] Thiergart F., 1941: Vergleich des Finkenherder Braunkohlenflöztes. Braunkohle, Jahrg. 40; Berlin. — [25] Thiergart F., 1950: Pollenflora aus der tertiären Braunkohle vom Niederrhein. Geol. Jb., Bd. 65, Hannover. — [26] Thomson P. W., 1950: Alttertiär in der Pollenflora der rheinischen Braunkohle und einige stratigraphisch wichtige Pollenformen derselben. Palaeontographica 90, Abt. B, Stuttgart. — [27] Thomson P. W. & Rhein U., 1950: Mikropaläontologische Untersuchungen eines Standprofils der rheinischen Braunkohle in der Grube Liblar. Geologisches Jahrbuch für 1949, Band 65; Hannover. — [28] Thomson P. W., 1950: Grundsätzliches zur tertiären Pollen und Sporenmikrostratigraphie. Geologisches Jahrbuch für 1949, Band 55; Hannover. — [29] Thomson P. W. & Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paläontographica, B. 94, Abt. B; Stuttgart.

PALYNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM KOHLENBECKEN VON MODRÝ KAMEŇ

Die produktiven Schichten im Kohlenbecken von Modrý Kameň wurden entweder zum Burdigal (Čechovič 1948, 1952), oder an die Basis des Helvet gestellt (Csépreghy-Meznerics — Seneš 1956). Eingehende faunistische und petrographische, wie auch palynologische Studien, die in letzter Zeit da durchgeführt wurden, sollten zur entgeltigen Lösung dieser Frage beitragen.

Im vorliegenden Artikel werden Ergebnisse der palynologischen Analysen veröffentlicht, die im allgemeinen folgende Schlüsse ermöglichen.

Das untere Kohlenflöz ist vom Standpunkt der pflanzlichen Vergesellschaftungen mehr für Kohlenbecken mit autochthonen Floren als das obere Flöz charakteristisch. Es handelt sich da um Assoziationen mit *Taxodiaceae*, *Nyssaceae*, *Miricaceae*, *Polypodiaceae* und teilweise mit feuchteliebendem Strandzonen-Wald mit Laubbäumen der Gattungen: *Carya*, *Betula*, *Salix*, *Quercus* u. ä. Im oberen Flöz sind häufig Pflanzentypen des trockenen Milieu vertreten, ausser dem *Polypodiaceae*-, *Carya*- und *Taxodiaceae-Myricaceae-Alnus-Horizont*. Die letzteren Pflanzentypen sind da allerdings nicht so häufig anwesend wie im unteren Flöz.

In den Kohlenflözen von Slatinka konnte man folgende Pflanzenhorizonten ausgliedern: *Taxodiaceae*-, *Myricaceae*-, *Alnus*-, *Tilia* und *Polypodiaceae-Horizont*. Im unteren Flöz herrschten solche ökologische Bedingungen, die für die maximale Verbreitung der feuchteliebenden und Sumpftypen (d. h. der autochthonen Pflanzen) viel geeigneter waren — besonders die untersten Lagen — als das obere Flöz. Im letzteren — wie bereits erwähnt — kommen häufiger die strandnahen Laubbäume vor.

In der Arbeit wird auch Versuch gemacht, die studierten Kohlenlagerstätten mit einigen weiteren europäischen und tschechoslowakischen Lokalitäten zu vergleichen. Solche Korrelation war vor allem mit dem Salgotarjányer Becken in Ungarn am wichtigsten, da dieses Becken mit unserem gewissermassen auch geologisch zusammenhängt (Čechovič 1961). Beim Vergleich der Pollenspektren des Salgotarjányer Beckens (Simoncics 1959) gelangte ich zur Ansicht, dass beide Becken im wesentlichen die gleiche Pflanzenzusammensetzung aufweisen. Das untere Flöz von Salgotarján entspricht dem unseren unteren Flöze, und die oberen Flöze in beiden Becken sind auch ziemlich gleich. Kleinere Unterschiede in der Pflanzenzusammensetzung sind vielmehr als lokale Erscheinungen zu betrachten.

Auf Grund der klimatischen Ansprüche der festgestellten Pflanzen darf man wohl annehmen, dass die produktiven Schichten von Modrý Kameň etwa ins Oberburdigal bis Unterhelvet fallen. Bei Parallelisierung mit der niederrheinischen Braunkohle (Pflug 1957) nehmen wir an, dass unsere Kohlenserie etwa an den Übergang zwischen beiden rheinischen Bildern fällt.

Der Arbeit sind einige Abbildungen im Text (siehe S. 196—200 im slowakischen Text), wie auch Diagrammtabellen mit prozentueller Vertretung der Sporomorphe, wie auch die Vergleichungstabelle mit dem Salgotarjányer Becken (auf S. 202), beigegeben.

G. KOLOSVÁRY

TRIASSISCHE KORALLEN AUS DER ČSSR

(Syst. Zool. Inst. Univ. Szeged).

Das mir von der Geol. Ústav in Bratislava im 1961 zugesandte triassische Korallen-Material ist wie folgt:

Montlivaltia sp. indet — Muráň-Plateau, Muránska Huta, 1961, Karnische Stufe zwischen Steinbruch und Hp. 974.4; Muráň-Plateau, Červená Skala, 1961, Obere Trias, Hp. 1025.0.; Poráč Tal, Červená Skala, südl. Abhänge, Mittlere Trias, Slovinky, Galmus Gebirge, 1961; Mažiar-Berge, Predhorie 1961, Strážov Gebirge, weisse Wettersteinkalke.

Verschiedene Rudimente eingebettet im Kalksteine und unvollständig durch kristallisierte Fragmente.

Montlivaltia cf. obliqua Münster — Muráň-Plateau, Dlhý vrch, Muránska Huta, Mittlere Trias, vom Hp. 912.2 südl. cca. 500 M.

Zwei Exemplare im Kalke eingebettet. Wegen starker Verkrystallisierung kaum pünktlicherweise zu determinierbar.

„*Montlivaltia norica*“ slovakensis Kolosváry — Karnische Stufe 2 Km S vom Červená Skala (Steinbruch). — Muráň-Plateau, 1961; Muránska Huta.

Ein einziges Kelch, Polip eingebettet, oberflächlich erodiert. Septen des I. Ranges dick und wohlentwickelt. Kelchdurchmesser 30×24 mm. Rand lobulär. Eine Seitenknospe ist auch zu beobachten in einer Grösse von 11×8 mm Durchmesser.

Montlivaltia cf. marmorea Frech. — Muráň-Plateau, Muránska Huta, 300 M vom Hp. 884 NW. Obere karnische Stufe; Muráň-Plateau, Červená Skala, 1961, Obere Trias, Hp. 1025.0. —

Bruchstücke im Kalke eingebettet. Die Exemplare stellen nur juvenile Polipen dar. Wegen des unvollständigen Erhaltens sind die Funde nicht genau zu beobachten.

„*Montlivaltia norica*“ Frech“ — SO vom Hp. 809, Ludovianska Tal, Ludová, Červená Magura, 1959, dunkle Kalksteine.

Ein Rudiment; Septen mehr oder minder gleich entwickelt. Rand lobulär, Durchmesser 16×11 mm. Septenzahl über 92. Im Allgemeinen sehr variable Art. Es sind mono-, di- und trizentrische Exemplare zu finden. Endothek diffus ausgebildet. Es kommt oft auch Rejuvenation vor.

Thecosmilia sp. indet. — Muráň-Plateau, Muránska Huta, Obere karnische Stufe, vom Hp. 884. NW 300 M; Muráň-Plateau, 1961, Červená Skala, Obere Trias, Hp. 1025.0; Mažiar-Berg, Strážov Gebirge, 1961, Predhorie.

Mehrere kristallisierte, rudimentäre Koloniefragmente eingebettet und oberflächlich erodiert. Nichts genau zu sagen.

Thecosmilia badiotica Volz — Galmus Berge, 1960, Slovinky, Mittlere Trias, vom Hp. 313.1 SO 250 M; Strážov Gebirge, 1961, rechtes Ufer des Biely Baches, Predhorie, unter der elektrischen Leitung; Strážov Gebirge, 1961, in der Mitte des Biely Baches, rechtes Ufer, Mittlere Trias.

Mehr oder minder recht erhaltene Koloniefragmente mit Kelchdurchmesser von 7 mm oder über 7 mm.

Thecosmilia subdichotoma Münster — Galmus Gebirge, 1960, Slovinky, Mittlere Trias, vom Hp. 313.1 SO 250 M; Galmus Gebirge, 1960, Poráč, Mittlere Trias, Tal des Biela Voda Baches; Kleine Karpaten Östlicher Teil, 1958, Ladinische Stufe, am Gipfel des Berges Veterník; Strážov Gebirge, 1961, rechtes Ufer des Biela Baches, unter der elektrischen Leitung, Predhorie; Zwischen Biksard und Pl. Peter, Kleine Karpaten, 1955, Ladinische Stufe.

Kelchdurchmesser unter 7 mm variierend, häufigst nur 5 mm; Septenzahl 66.

„*Thecosmilia norica* Frech.“ — Muráň-Plateau, Muránska Huta, 1961, vom Hp. 883.0 SW 600 M., Skalka.

Zwei solo Objekte, halb eingebettet und erodiert. Mit der originellen, aber zweifelhaften Beschreibung Frechs übereinstimmend. Septen des I. Ranges wohl entwickelt. Objekte: isolierte Polipen. Im Allgemeinen grosse Polipen, robuste Exemplare, mit vielen Septen, cca 48. Der erste Polip mit oberem Durchmesser von 9×7 mm, mit unterem Durchmesser von 4×3 mm; Höhe 25 mm. Der zweite Polip mit 14×8 mm beim oberen Durchmesser und 6×5 mm beim unteren; Höhe 35 mm.

Thecosmilia cf. *defilippi* (Stoppa ni) — Muráň-Plateau, Muránska Huta, 1961, Gemeriden Hp. 1025.0, obere karnische Stufe; Muráň-Plateau, Muránska Huta, 1961, Karnische Stufe, zwischen Steinbruch und Hp. 974.4.

Schlecht erhaltene Kolonie-Fragmente mit charakteristischen parakmischen, d. h. lockeren Polipenröhrstellungen und mit grossem Kelchdurchmesser. Leider über genaue Struktur kann man nichts sagen.

Elysastraea sp. indet. — Muráň-Plateau, 1961, Červená Skala, Obere Trias, Hp. 1025.0.

Nur 3–4 Kelche rudimentiert erhalten und im Kalke eingebettet. Oberflächlich erodiert. Kelchdurchmesser 5 mm, pentagonal; Septenzahl 24. Kelchdurchmesser

ähnelt sich zu *Isastraea vancouverensis* Clapp & Shimer (4 mm), deren Septenzahl 20—30 beträgt. Die Art *Elysastraea profunda* (Reuss) hat 34—42 Septen. Die Art *Elysastraea maior* (Frech) hat 90 Septen und Kelchdurchmesser ist von 5—9 mm Grösse.

Stylophyllopsis sp. *indet.* — Muráň-Plateau, 1961, Červená Skala, Obere Trias, Hp. 1025.0.

Ein einziger Kelch verwittert im Kalke. Durchmesser trapezoid und 7×10 mm gross. Septenzahl kaum genau zu bestimmen, ungefähr 56.

Hexastraea sp. *indet.* — Strážov Gebirge, 1961, rechtes Ufer des Biela Baches unter der elektrischen Leitung, Predhorie.

Ein einziges Bruchstück eines Stockes. Oben mit 20×20 mm, unten mit 6×17 mm Durchmesser des Cylinders. Rumpfhöhe 25 mm. Stock isoliert. An der Oberfläche des Stockes mehrere Seitenkelchen zerstreut platznehmend und verkalkt. Durchmesser der Seitenkelchen 1—3 mm. Stark kalzifiziert.

Thamnasteria smithiformis n. sp.

Muráň-Plateau, 1961, Homolka, Červená Skala, südl. Abhänge des Hp. 1039.0 (Stratigraphische Stufe nicht angegeben).

Kleine Kolonie im Kalke eingebettet. Oberflächlich erodiert, geschliffen; Kelchdurchmesser 4—5 mm. Kelchwand fehlt, doch hie und da ihre Rudimente zeigend (?). Septenzahl variiert: 11, 12, 15, 16 usw. Kolumelle nicht immer, wenn vorhanden: klein, rudimentär, knospenartig. Je 1—1 Septen des I. Ranges zueinander ganz verschmolzen. Die neue Art ähnelt sich der *Thamnasteria smithi* Squires von der oberen Trias von Idaho (USA), doch nicht mit dieser Art identisch. Die Art von Squires hat einen Kelchdurchmesser von 2—3 mm; Septenzahl 13—23. Alternierende Septen in beiden Arten sind vorhanden, doch bei der neuen Art nicht immer zu beobachten. Von der Art *Thamnasteria rectimellosea minor* Frech ist unsere neue Art auch divergent, da die Art *rectimellosea* einen Kelchdurchmesser von 2—4 mm hat und Septenzahl von 13—20 besitzt.

Bryozoen:

Muráň-Plateau, Muránska Huta, Gemeriden, Karnische Stufe, 1961; Muráň-Plateau, 1961, Červená Skala, Obere Trias, Hp. 1025.0; Galmus Gebirge, 1960, Mittlere Trias, Slovinky, vom Hp. 313.1 SO 250 M; Predhorie, Strážov Gebirge, 1961, rechtes Ufer des Biela Baches.

Viele, mächtige Kolonien ungefähr in 1—2 Arten vertretend.

Hydrozoen:

Muráň-Plateau, 1961, Gemeriden, Muránska Huta, Karnische Stufe; Muráň-Plateau, 1961, Muránska Huta, Karnische Stufe 2 Km, südl. von Červená Skala

Steinbruch; Muráň-Plateau, 1961, Červená Skala, Obere Trias, Hp. 1025.0; Galmus Gebirge, 1960, Slovinky, Mittlere Trias, vom Hp. 313.1 SO 250 M; Galmus Gebirge, 1960, vom Hp. 743.4 W 400 M. M. Poráč; Strážov Gebirge, 1961, rechtes Ufer des Biela Baches unter der elektrischen Leitung, Predhorie.

Viele mächtige, im Kalke eingebettete rundlich oval-ballartige Kolonien; vielleicht 2–3 Arten.

Zusammenfassend gebe ich eine stratigraphische Tabelle der vorgefundenen Korallenarten mit der Literaturangaben und der am Etiketten gefundenen Altersdaten vergleichend.

SAMLUNGEN AUS DEM JAHRE 1961

Arten	Literatur		Etiketten			
	Mittl. Trias	Obere Trias	Mittl. Trias	Ladin St.	Karni. St.	Obere Trias
<i>M. obliqua</i>	+		+			
<i>Th. badiotica</i>	+		+			
<i>Th. subdichotoma</i>	+		+	+	?	
<i>Hexastraea</i>	+		+			
<i>Stylophyllopsis</i>	+	+				+
<i>Th. norica</i>	?	+		nicht angegeben		
<i>M. norica</i>	?	+				?
<i>M. n. slovakensis</i>		+			+	
<i>Th. defilippi</i>		+			+	
<i>M. marmorea</i>		+			+	+
<i>Elysastraea</i>		+				+
<i>Th. smithiformis</i>	unbekannt			nicht angegeben		

Das zu meinen Händen im Jahre 1962 überlassene und von Dr. Michael Maheľ aufgesammeltes Korallen-Material aus ČSSR — Trias, nach angegebenen Fundstellen 1–8 ist wie folgt:

1. Gelbliche Kalke mit Hornsteinen am Kamme der Tesaka NW der Kote 367.4 — Kleine Karpaten:

Thecosmilia clathrata (Emmrich) mit 5 mm Polipenröhrendurchmesser; ein Fragment von einer Kolonie und andere Fragmente sowie Spuren von demselben Genus. Die Art ist eine rhätische Art.

Craspedophyllia sp. indet. Einige schlecht erhaltene Polipenreste. Das Genus ist in mittlerer sowie in oberer Trias bekannt.

Nach diesen zwei Funden beurteilt, meine ich, dass hier von rhätischen Schicht die Rede ist.

2. Veterlin-hellgraue Kalke am Kamme des Čelo bei Smolenice — Kleine Karpaten.

Montlivaltia cf. *cipitensis* Volz und einige Spuren sowie Fragmente des-

selben Genus. Die Art *cipitensis* hier mit transversal verschmolzten zweier Septen von I. Ordnung. Cyclus 3 (Siehe Tab. IV. Fig. 4).

Thecosmilia cf. subdichotoma Münster. Alle zwei Arten beweisen, dass hier von der mittleren Trias die Rede ist.

3. Hellgraue organogene Kalke an der Drinová Hora bei Plavecký Mikuláš — Kleine Karpaten.

Montlivaltia cipitensis Volz mehrere junge Polipen im Kalke eingebettet. Mittlere Trias.

4. NNW des Veterlin über der Salašky Wiese — Kleine Karpaten:

Thecosmilia badiotica Volz; ein Kolonie-Fragment mit einer Polipenröhren-durchmesser von 5—7 mm. Da der Objekt schlecht erhalten ist, meine ich, dass dieser relativ grosser Polipendurchmesser die in Mittlerer Trias lebende *Thecosmilia* darstellt.

5. Hellgraue Kalke im Tale in Richtung auf Unter Garten Stratená Gebirge.

Montlivaltia sp. indet. mit anderen juvenilen Polipenresten desselben Genus.

Thecosmilia sublaevis Münster. Eine speciell filigrane, kolonisierte Koralle; stark verkalkt. Nur ein einziger Kelch gut zu observieren. Septenzahl der Septen der I. Ordnung 8 in der Mitte verschmolzend. Cyclus 3—4 ungleich entwickelt (siehe Tab. IV, Fig. 2). Übrige Fragmente und Spuren desselben Genus sind auch im Kalke vorhanden.

Stylophyllopsis sp. Fragmente. *Oppelismilia sp.* ein erodiertes Polipenkelch im Kalke eingebettet; nicht ganz gut erhalten. Kolumelle klein, Septen starr und ihre Zahl cca 50. Cyclus ungleich entwickelt (Tab. V, Fig. 2).

Craspedophyllia maheli Kolosváry ein juveniles Polipenkelch und ein semiadultes Objekt; alle beide im Kalke eingebettet. Es ist zu observieren, dass die Kolumelle von einem juvenilen knospenartigen Aufbau zu einer lamellären Konstitution durch die Ontogenie sich entwickeln lässt. Kelchdurchmesser 9×7 mm und Septenzahl cca 88 (siehe Tab. V, Fig. 3—4) (Die reiche Endothek nicht dargestellt).

Alle Genera lebten in der mittleren und oberen Trias hindurch, die zwei Arten: *T. sublaevis* und *Cr. maheli* beweisen, dass es sich hier um mittlere Trias handeln kann.

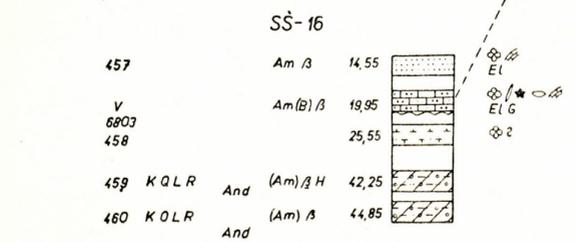
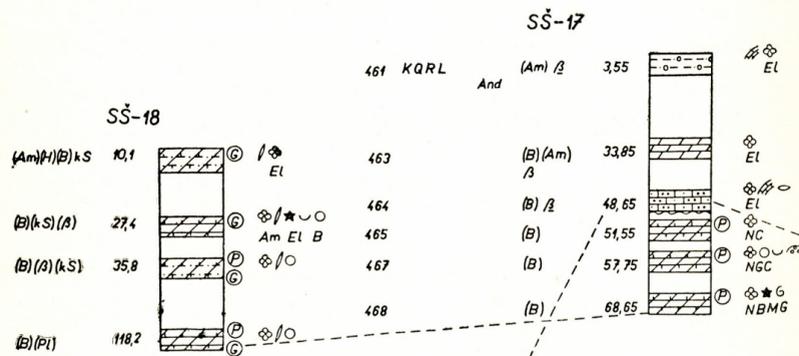
6. Korallen aus organogenen grauen Kalken auf Gerawy am Wege in Richtung nach Dedinky—Stratená Gebirge.

Thecosmilia clathrata (Emmrich). Wand dick, Septenzahl ungefähr 36—40. Cyclus 3, doch ungleich entwickelt. Kelchdurchmesser 5 mm oder noch kleiner (siehe Tab. V, Fig. 1). Die Art beweist, dass hier von Schichten des Nor-Rhät die Rede sein wird.

Korallen aus dunklen Kalken auf Gerawy—Stratená Gebirge:

„*Montlivaltia norica* (Frech)“, Bruchstücke dieser mittel- und obertriassischen Art.

K-IV



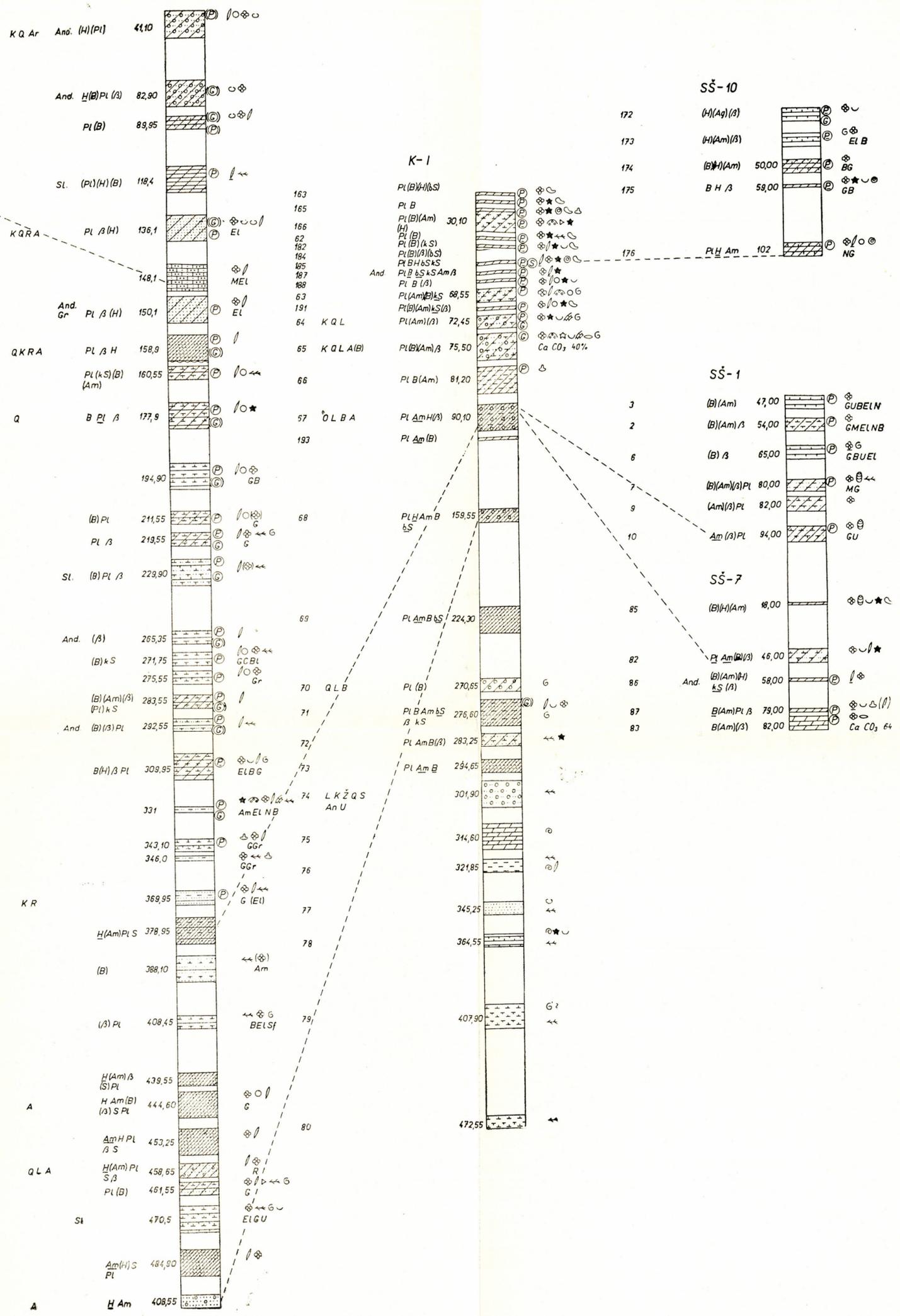
Vysvetlivky:

ČÍSLO VZORKY	ZLOŽENIE STRUKOVÉJ FRAKcie	CHARAKTERISTICKÉ TERIGÉNNÉ MINERÁLY	VULKANIGÉNNÉ MINERÁLY	HLBKA v m	ZRNITOSŤ A MNOŽSTVO VULK KOMPONENTOV A VRSŤVENIE	ORGANICKÉ ZVÝŠKY
--------------	----------------------------	-------------------------------------	-----------------------	-----------	--	------------------

- 1 458
- 2 V 6803
- 3 KQLRVA
- 4 Ar PŽUS
- 5 And
- 6 SLGr
- 7 (Am)
- 8 Pl B H Ag.
- 9 βS
- 10 kS
- 11 β
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34
- 35
- 36
- 37
- 38

Vysvetlivky:

1. číslo vzorky podľa kartotéky sedimentárnej petrografie; 2. číslo výbrusu; 3. kremeň, kvarcit, lydít, rohovec, vápenc, neovulkanické efuziva a ich tufy; 4. arkózy-perm, kremový porfýr, žula, členky uhlia, svory; 5. andaluzit; 6. sludy, granát; 7. amfibol obecný, zriedkavý; 8. plagioklas, biotit, hyperstén, augit; 9. vulkanické sklo s indexom lomu > 1,50; 10. vulkanické sklo s indexom lomu < 1,50; 11. paramorfózy α kremeňa po β kremeň, hojný; 12. íl; 13. aleurit slienitý; 14. piesok tuftický; 15. štrkopiesok (pomer . ku ○ vyjadruje prevahu piesku alebo štrku); 16. laminované vrstvenie ílov slienitých a pieskov slabo tuftických; 17. laminovaný piesčito-pelitický tuftit; 18. zlepenec; 19. štrkopiesok s prevahou piesku, tuftický s lamináciou ílu; 20. štrkopiesok s prevahou piesku, ílovitý, slienitý — netriedený; 21. piesčito oolitický vápenc; 22. slieň — aleurit; 23. íl — aleurit, piesčito s valúnmi štrku, netriedený; 24. priemerná vzorka 1m úseku vyhodnotená z mikropaleontologického preparátu; hustota šrafúry vyjadruje obsah vulkanického komponenta; 25. autigénny glaukonit; 26. autigénny síderit zriedkavý; 27. autigénny pyrit hojný; 28. zuhoňateľé zvyšky rastlín; 29. morská, brakická, sladkovodná makrofauna; 30. články a ostne echinodermát, ostrakódy, ihlice húb, raxy; 31. machovky, litotamnie; 32. otolity, zúbky a šupiny rýb; 33. foraminifery — všeobecne; 34. elfidium, nonion, globigerina, cibicides, miliolidy, bulminy, globorotalie, bolivina, sferoidina, uvigerina; 35. amfistegina; 36. borelis; 37. spirialis; 38. diatomacey.



Vysvetlivky:

1. číslo vzorky podľa kartotéky sedimentárnej petrografie; 2. číslo výbrusu; 3. kremeň, kvarcit, lydít, rohovec, vápenc, neovulkanické efuziva a ich tufy; 4. arkózy-perm, kremový porfýr, žula, členky uhlia, svory; 5. andaluzit; 6. sludy, granát; 7. amfibol obecný, zriedkavý; 8. plagioklas, biotit, hyperstén, augit; 9. vulkanické sklo s indexom lomu > 1,50; 10. vulkanické sklo s indexom lomu < 1,50; 11. paramorfózy α kremeňa po β kremeň, hojný; 12. íl; 13. aleurit slienitý; 14. piesok tuftický; 15. štrkopiesok (pomer . ku ○ vyjadruje prevahu piesku alebo štrku); 16. laminované vrstvenie ílov slienitých a pieskov slabo tuftických; 17. laminovaný piesčito-pelitický tuftit; 18. zlepenec; 19. štrkopiesok s prevahou piesku, tuftický s lamináciou ílu; 20. štrkopiesok s prevahou piesku, ílovitý, slienitý — netriedený; 21. piesčito oolitický vápenc; 22. slieň — aleurit; 23. íl — aleurit, piesčito s valúnmi štrku, netriedený; 24. priemerná vzorka 1m úseku vyhodnotená z mikropaleontologického preparátu; hustota šrafúry vyjadruje obsah vulkanického komponenta; 25. autigénny glaukonit; 26. autigénny síderit zriedkavý; 27. autigénny pyrit hojný; 28. zuhoňateľé zvyšky rastlín; 29. morská, brakická, sladkovodná makrofauna; 30. články a ostne echinodermát, ostrakódy, ihlice húb, raxy; 31. machovky, litotamnie; 32. otolity, zúbky a šupiny rýb; 33. foraminifery — všeobecne; 34. elfidium, nonion, globigerina, cibicides, miliolidy, bulminy, globorotalie, bolivina, sferoidina, uvigerina; 35. amfistegina; 36. borelis; 37. spirialis; 38. diatomacey.

Thecosmilia sp. ebenfalls indeterminable Bruchstücke.

Conophyllia sp. Solo Exemplar im Kalke eingebettet. Mit charakteristischem labilen (d. h. triadischen) Septensystem (siehe Tab. IV, Fig. 5).

Thamnasteria sp. I. Fragmente und Spuren einer grösseren Kolonie, die aber schlecht erhalten ist, so dass als eine neue Art nicht genügend zu beschreiben ist. Kolumella lamellär; Kelchdurchmesser 6×7 mm. Septenzahl cca 20–22 (Tab. IV, Fig. 3).

Nach dem Funde beurteilt, kommt hier eine rhätische Schicht vor.

7. Graue Krinoideen-Kalke inmitten der nördlichsten Synklinale bei Mníchova Lehota—Považský Inovec.

Elysastraea fischeri Volz. Im Kalke zerstreute Kolonie-Fragmente. Mehrere Kelche in Teilung; Wand dick, Septen sehr starr, doch nicht alle vorhanden (siehe Tab. IV, Fig. 1).

„*Montlivaltia norica* Frech“ u. *Stylophyllopsis* sp.

Obere Trias.

8. Dunkelgraue Kalke N von Kota 978.8 über dem Weg Ladová jaskyňa — oberhalb des Weges von der Eishöhle nach Stratená:

Thamnasteria sp. II. Kolumelle nicht zu observieren. Das Objekt nicht gut erhalten. Kelchdurchmesser 5×6 mm, Septenzahl 23–38; Wand fehlt. Zentralverschmolzende Septen nicht häufig. Leider, wegen des unvollständigen Erhaltens ist es nicht mehr zu sagen; nun meine ich, dass hier ein besser entwickeltes Thamnasteroide liegt, so, dass man behaupten darf die Schicht als eine obere Trias-Schicht zu benennen (vielleicht karnische Stufe; Tab. IV, Fig. 6).

Ich fand noch eine Korallen-Kolonie in Fragmenten im Paket ohne Etikette. Diese gehört zu einer Thecosmilie, die einen Kelchdurchmesser unter 5 mm hat, so dass hier ebenfalls von einer aus der oberen Trias herstammenden Art die Rede sein kann.

Zusammenfassende Tabelle (Nur die Arten gruppiert)

No.	Stufe	Artnamen	Literatur
1.	Rhät	<i>Thecosmilia clathrata</i>	rhätisch
2.	M. Tr.	<i>Montlivaltia cipitensis</i>	mittlere Trias
		<i>Thecosmilia subdichotoma</i>	
3.	M. Tr.	<i>Montlivaltia cipitensis</i>	mittlere Trias
4.	M. Tr.	<i>Thecosmilia badiotica</i>	ladinisch
5.	M. Tr.	<i>Craspedophyllia maheli</i>	mittlere Trias
		<i>Thecosmilia sublaevis</i>	
6.	Nor ?	<i>Thecosmilia clathrata</i>	rhätisch
(6)7.	Rhät	<i>Montlivaltia norica</i>	mittl. → Ob. Trias
7.	Ob. Tr.	<i>Elysastraea fischeri</i>	nor-rhätisch
		<i>Montlivaltia norica</i>	
8.	Karni ?	<i>Thamnasteria</i> sp. II.	? Ob. Trias.

Anhang

(Liste der von mir aus d. ČSSR bisher determinierten triassischen Korallen nach Stufen und phylogenetischen Eigenschaften beurteilt.)

Arten	Stufen		A	B	C2	G1
	O. T.	M. T.	Stabil	labil-adaptiv	Progr.	Regr.
<i>Montl. nor. slov.</i>	+			+		
<i>Montl. marmor.</i>	+				+	
<i>Thecos. defil.</i>	+					+
<i>Thecos. clathr.</i>	+			+		
<i>Thecos. nor.</i>	+		+			
<i>E. fischeri</i>	+			+		
<i>T. oppeli</i>	+		+			
<i>Ph. incrass.</i>	+		+			
<i>C. boletif.</i>	+		+			
<i>S. mojsvári</i>	+		+			
<i>S. timor.</i>	+		+			
<i>B. bavaria</i>	+				+	
<i>S. schafhäutli</i>	+					+
<i>M. croatica</i>	+			+		
<i>M. norica</i>	+	+		+		
<i>M. obliqua</i>		+	+			
<i>M. cipitensis</i>		+	+			
<i>Thecos. badiot.</i>		+		+		
<i>Thecos. granul.</i>		+				+
<i>Thecos. compress.</i>		+	+			
<i>Thecos. subdichot.</i>		+		+		
<i>Thecos. sublaev.</i>		+	+			
<i>Cr. maheli</i>		+		+		
<i>Cr. alpina</i>		+			+	
<i>St. polyactis</i>		+	+			
<i>M. richthofeni</i>		+	+			
<i>M. klipsteini</i>		+	+			
<i>Thamn. smithif.</i>		+	+			
	15	14	14	8	3	3
			Obere T. 6 Mittl. T. 8	Ob. T. 5 M. T. 4	Ob. T. 2 M. T. 1	Ob. T. 2 M. T. 1

Also in der oberen Trias war das Korallenleben — auch nach unseren Angaben beurteilt — lebhafter als in den mittleren Trias-Zeiten, weil die labil-adaptiven und progressiven, sowie regressiven Arten häufiger zu finden sind, als die stabilen, welche in der mittleren Trias in Mehrzahl (d. h. 8) vorkamen.

LITERATUR

[1] Kolosváry G., 1957: Triassische Korallen aus Stratenská Hornatina in der Tschechoslowakei. Geol. práce, Zprávy 10, p. 95–106, Bratislava. — [2] Kolosváry G., 1958: Über die Triasfauna aus der ČSR. Geol. práce, Zprávy 13, p. 20–24, Bratislava. — [3] Kolosváry G., 1958: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR. Geol. práce, Zprávy 13, p. 25–31, Bratislava. — [4] Kühn O., 1940: Zur Kenntniss des Rhät von Vorarlberg. Mitt. Alp. Geol. Ver., Bd. 33, p. 111–152. — [5] Kühn O., 1930: Die Anthozoen... der Trias von Brasov. An. Ist. Geol. Touman 17, p. 109–132. — [6] Squires D. F., 1956: A new triassic coral fauna from Idaho. Ann. Mus. Novit. 1797, p. 1 – 27.

T a f. I

Abb. 1. „Thecosmilia norica Frech“; a) Polip₁ 25 mm hoch, b) Polip₂ 35 mm hoch, c) Aussentrippchen des Polipen, d) Kelchbild; Abb. 2. Elysastraea 5×5 mm, Kelchbild; Abb. 3. Thamnasteria smithiformis n. sp. Kelch 4×5 mm; Abb. 4. Thecosmilia subdichotoma Kelch; Abb. 5. Hexastraea Stock mit Seitenkelchen, Stock 25 mm hoch; Abb. 6. „Montlivaltia norica Frech“ Kelch juvenil.

T a f. II

Abb. 7. Thamnasteria smithiformis n. sp. 2 Kelche; Abb. 8. Stylophyllopsis Kelch 7×10 mm; Abb. 9. Montlivaltia norica slovakensis Kelch 24×30 mm; Abb. 10. Knospe von Montlivaltia norica slovakensis 8×11 mm. Orig. del. autor.

T a f. III

Abb. 11. Montlivaltia marmorea juv. Kelchbild-Teil; Abb. 12. Thamnasteria smithiformis n. sp. Kolonie-Bild; Abb. 13. Hexastraea sp. Stock mit Seitenkelchen; Abb. 14. „Montlivaltia norica Frech“ Kelchbild. Orig. phot. Dr. L. Havranek.

T a f. IV

Abb. 1. Elysastraea fischeri Kelche in Teilung; Abb. 2. Thecosmilia sublaevis Kelch (Endotheka nicht dargestellt!); Abb. 3. Thamnasteria sp. I mit lamellären Kolumellen; Abb. 4. Montlivaltia cipitensis ¾ Kelch mit charakteristischen verschmolzenen Septen d. I. O. 1–2; Abb. 5. Solo Conophyllie mit triadischem Septensystem; Abb. 6. Thamnasteria sp. II. Kelche.

T a f. V

Abb. 1. Thecosmilia clathrata Kelch; Abb. 2. Ooppelismilia sp. Kelch (erodiert); Abb. 3–4. Craspedophyllia maheli semiadult Polip mit sehr feinen lamellären Kolumellen (an der Seite vergrößert dargestellt). Endothek bei Fig. 3 und 4 ganz verlassen. Orig. gez. Autor.

MAGDA MARKOVÁ

LITOLÓGIA VULKANOGENNO-SEDIMENÁRNYCH HORNÍN Z OKOLIA ŠTÚROVA

(JV časť Podunajskej nížiny)

Úvod

V rámci geologického mapovania na liste Nové Zámky spolupracovala som pri štúdiu paleogeografie a stratigrafie neogénnych sedimentov — tortónu, sarmatu a čiastočne aj chat-akvitánu. Išlo pri tom predovšetkým o vyhodnotenie vrtného materiálu (1500 m vrtných jadier), doplneného terénnym štúdiom. Pomocou mikrolitologických analýz zistili sme jednotlivé zastúpené fácie a ich striedanie vo vertikálnom smere, podmienky sedimentácie, produkty sopečnej činnosti a jej sukcesiu. Na základe korelácie jednotlivých vrtoŕ bolo možné urobiť závery aj k niektorým stratigrafickým problémom. Všetky tieto otázky riešili sme bežnými sedimentárno-petrografickými metódami.

Podrobný prehľad geologických prác a štúdií, ktoré sa o tomto území začínajú objavovať od konca minulého storočia v súvislosti s pokusmi nájsť severné pokračovanie produktívnych vrstiev dorog-tokodskej panvy, podáva J. Seneš (1959) a J. Gašparík (1959).

Pri riešení sedimentárno-petrografických problémov navádzujem na výskumy F. Pappa (1926), ktorý sa zaoberal petrografiou vulkanitov medzi Chľabou, Kamenicou a Lelou. T. Buday (1937) podáva z oblasti Šiah, SVS od nášho terénu litologický popis tortónskych sedimentov a charakteristiku podložia neogénnej panvy. Biostratigrafiu územia spojenú s geologickým mapovaním podávajú J. Seneš (1949), A. Matějka (1949), D. Andrusov — A. Schaleková — H. Bystrická (1954). Petrografiou sedimentárnych hornín študoval M. Mišík (1956, 1958) a I. Krystek (1956), ktorý spracoval 3171 m hlboký oporný vrt Nová Vieska I. Vymedzil pritom niekoľko sedimentačných cyklov, charakterizovaných určitou asociáciou minerálov a granulometrickým zložením. T. Buday (1961) podáva súhrnnú prácu o korelácií sedimentov neogénu karpatských panví Slovenska, kým I. Čicha (1961) zhrnul výsledky výskumu tortónu v Karpatoch a pokúša sa o koreláciu tortónu paratetýdnej oblasti.

Typy sedimentárných hornín mladšieho miocénu v oblasti Štúrova

Miocénne sedimenty sme študovali z vrtného materiálu a z povrchových odkryvov S od Štúrova (pozri obr. 1). Vzorok na sedimentárno-petrografický výskum boli odobraté z vrtoch: K-1 — Kamenica nad Hronom; K-IV — Sikenička; SŠ 7 — Chlaba; SŠ 10 — Malé Kostihy; SŠ 16 — Bajtava; SŠ 17 — Salka; SŠ 18 — Bielovce; SŠ 28 — Kamenný most. Z povrchových odkryvov pochádzajú vzorky z okolia Kováčova, Bajtavy, Lely, Salky, Kamendína, Sikeničky a Zalaby.

V študovanom území nachádzame tieto hlavné typy sedimentárných hornín: štrkopiesky a zlepenec; piesčité vápence; slienité íly a aleurity (a) tufitické, b) bez tufitickej zložky); tufity, tufy, aglomeráty.

Štrkopiesky a zlepenec vystupujú v študovanom teréne v rôznych stratigrafických útvaroch. Ich petrografické zloženie je dosť podobné, čo viedlo v minulosti k omylom pri interpretácii ich stratigrafickej príslušnosti.

Jednotlivé štrkové horizonty zistené vo vrtoch a v odkryvoch zaraďujeme do 5 skupín: 1. fluviaticko-jazerné štrkopiesky — tortón ?; 2. príbrežné, zle triedené zlepenec s tufitickou zložkou v piesčitej frakcii — tortón; 3. netriedené polymiktné zlepenec s bazálnym ílovito-aleuritickým tmelom, s valúnkami vulkanických hornín — tortón; 4. morské polymiktné zlepenec s bazálnym ílovito-vápnitým tmelom a morskou makrofaunou — tortón; 5. sarmatské zlepenec a štrky.

Fluviaticko-jazerné štrkopiesky (tortón) sa zistili na báze vrtu K-1. Vo vzorke SP 74 z hĺbky 301.80—302.0 m (svetlosivý, drobnozrnný, zle triedený rozpadavý zlepenec, tmelený piesčito-ílovitým tmelom) má štrková frakcia toto zloženie:

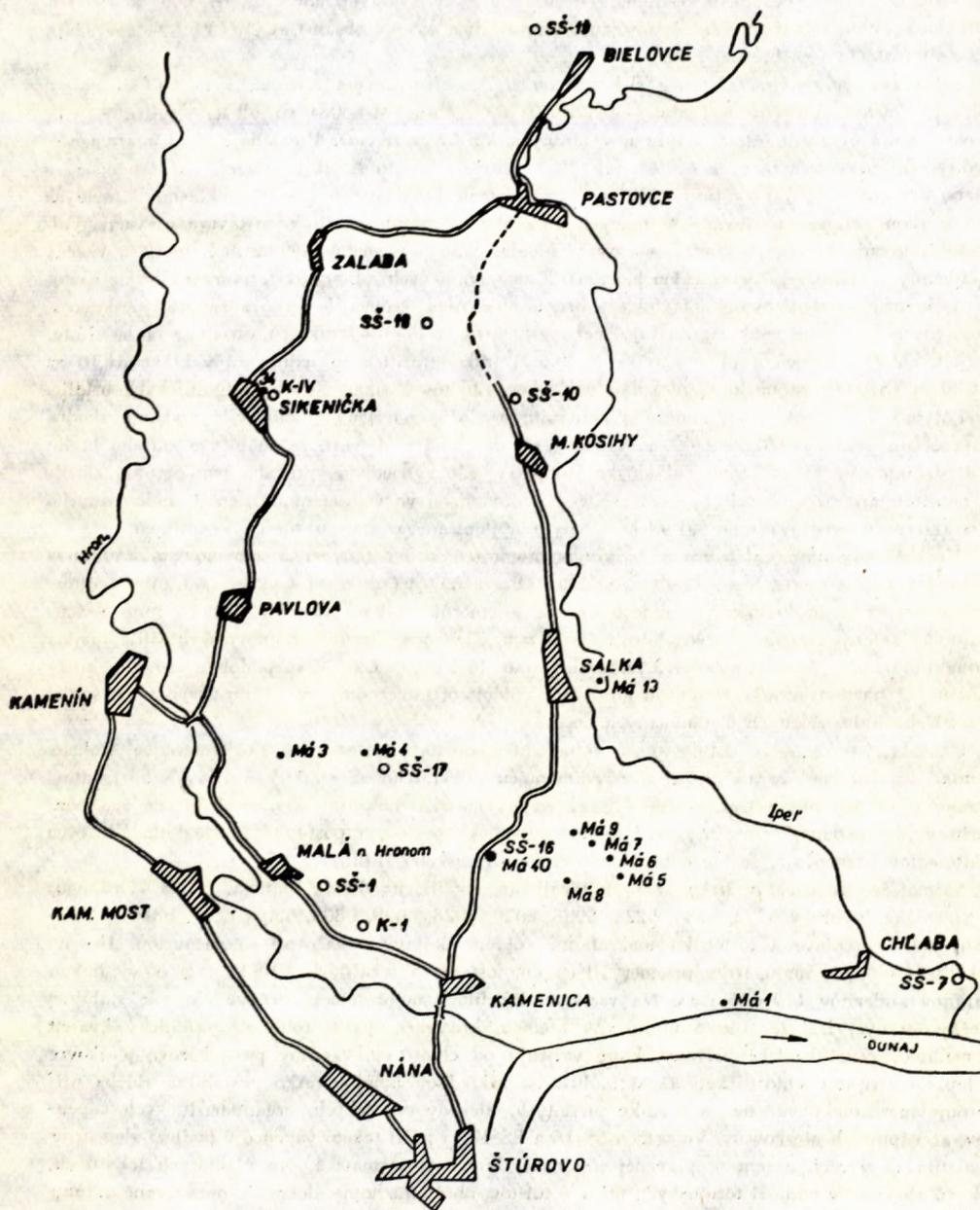
lydit 30 %, žula 15 %, kremeň 28 %, veľmi jemnozrnný kremenec 9 %, úlomky uhlia 7 %, svor 6 %, arkóza 5 %.

Valúnky žuly, svorov a arkózy sú málo opracované, ostrohranné, maximálne 4 cm veľké, materiál je zle triedený. Neopracovaný materiál svedčí o krátkom transporte, zlé triedenie sedimentov a úlomky uhlia o limnickej sedimentácii. Kremenec a lydity sú redeponované. Pôvod materiálu nie je úplne jasný. Žuly, svory (s vysokým obsahom granátu) a arkózy pripomínajú kryštalinikum veporíd, ktoré však v tejto oblasti na povrch nevystupuje. Ide snád o vulkanitmi zakryté pokračovanie veporidného krištalinika, ktoré Buda y (1937) opísal z oblasti Šiah. Eleváciu predterciérneho podložia pri Šahách podrobnejšie popísali D. V a s s — B. T o m á š e k (1963), ktorí pripúšťajú jej pokračovanie JZJ smerom. Svetlosivé jemnozrnné kremenec nie sú typove veľmi výrazné, môžu sa vyskytovať v rôznych útvaroch Karpát. Podľa O. Fusána pripomínajú šopronské kremenec alpskej sústavy.

Ťažké minerály, ktoré predstavujú 24,5 % piesčitej frakcie, obsahujú 76 % granátu a hojne staurolitu, nie však materiál neovulkanitov; avšak v pieskoch, do ktorých postupne prechádzajú, je hojný vulkanogénny amfibol.

Morský, zle triedený zlepenec s tufitickou zložkou v piesčitej frakcii je sivozelený, kalcitom pevne tmelený (K-I vz SP 70, hĺbka 270,6—270,7 m, výbrus M-6814); patrí do kategórie zle triedených psefiticko-psamiticko-aleuritických hornín. Štrkovú zložku tvoria valúnky kremenca, lyditov, undulózneho kremeňa, úlomky aktinolitických bridlic a zelených chloritických pieskovcov, zložených z kremeňa, sludy, plagioklasu a chloriticko-karbonatického tmelu. V piesčitej frakcii sú hojne kremenec, sericitizované plagioklasu a granát. Tmel je vápnitý.

SITUAČNÝ NÁČRT VRTOV A POVRCHOVÝCH VZORIEK



V znosovej oblasti uplatňujú sa i naďalej kryštalické bridlice veporidného kryštalínika a ekvivalenty amfibolitov popísaných Budayom od Šiah. Ďalším charakteristickým znakom je slabá tufitická prímes idiomorfného vulkanogénneho biotitu v piesčitej zložke zlepenca. V sedimentoch z podložia zlepenca sa našli ojedinelé schránky morských organizmov. Zlé triedenie materiálu, striedanie polôh s faunou a bez fauny, zmena zrnitosti a vysoký obsah CaCO_3 (39 %) nasvedčujú na sedimentáciu v príbrežnej zóne.

Netriedené polymiktné zlepenca s bazálnym ílovito-aleuritickým tmelom, s valúnikmi vulkanických hornín. Vo vrte K-I (90,0—90,20 SP 67, výbrus M-6808) sú uložené tufitické sedimenty, ktoré obsahujú úlomky tufov a valúniky štrku (max. 1 cm). Prevládajú v nich kremence, lydity, valúniky tmavosivých arkózových pieskovcov s chloritom, žilný kremeň; zriedkavejšie sú slabo opracované valúniky tufov svetlých vitro-kryštalo-litoklastických, s plagioklasmí, i tmavých s prevahou autometamorfovaných tmavých minerálov. Piesčitú frakciu predstavujú prevažne vulkanogénne minerály (hyperstén, zonárny plagioklas, autometamorfovaný amfíbol, biotit a vzácny autigénny ? apatit s pleochroickým jadrom). Z nevulkanických minerálov je pomerne hojne zastúpený kremeň, sericitizovaný plagioklas, drobné valúniky kremencov a arkózových pieskovcov; pomerne bohatý je aj výskyt granátu. Tmel má aleuriticko-ílovitú štruktúru, obsahuje hojné sfudy, sericit, chlorit, kremeň a plagioklas. V štrčíkovej frakcii tufitického sedimentu v hĺbke 81,10 až 81,30 m (SP 66), sa našlo aj niekoľko valúnikov silicitov a tmavosivých aktinolitických bridlíc.

Polymiktný charakter vulkanického materiálu a zloženie terigénnej zložky v podstate zhodné so vzorkou z hĺbky 270,6—270,7 m (vysoký obsah granátu) hovorí, že tu okrem starého brehu boli denudované aj vynorené vulkanické komplexy. Zlé vytriedenie, prevaha jemnozrnnej zložky a neprítomnosť organických zvyškov svedčí o sedimentácii vo vodnej nádrži, snáď sladkovodného charakteru; nasvedčujú tomu aj niektoré zistenia popísané v stati o tufoch a tufitoch.

Morské polymiktné zlepenca s bazálnym ílovito-vápnitým tmelom a morskou makrofaunou nachádzajú sa vo vrte K-1 (75,40—75,60 m). Prevažná časť štrčkovej frakcie (valúniky lydítov, kremencov, žilného kremeňa a andezítov) má priemernú veľkosť valúnov 12—15 mm, vzácne valúniky zelených metamorfných hornín 3—6 mm. Zlepenca obsahujú hojné makrofosílie, najmä lamelibranchiáty. Asociácia ťažkých minerálov (tab. 1) i obsah CaCO_3 sú podobné vzorke z hĺbky 270 m, až na podstatne vyšší obsah minerálov epidot-zoizitovej skupiny, čo pravdepodobne súvisí s rozdrobovaním zelených metamorfných hornín.

Charakteristické je, že sedimenty sú veľmi chudobné na málo stabilné zložky štrčkovej frakcie; z toho usudzujeme, že tu ide aj o resedimentáciu niektorého zo starších štrčkových horizontov. Pomerne vysoký obsah CaCO_3 (40,9 %) a najmä morská makrofauna nasvedčujú na sedimentáciu v plytkovodnej príbrežnej časti mora. Geologická pozícia a postupný prechod do šlirových sedimentov nasvedčuje, že ide o bazálneho člena tortónskeho šľfru.

Sarmatské zlepenca a štrky sme študovali na lokalitách: Lela, Bajtava, Salka, Ordöngös a Sikenička (výbrusy 5732, 5734, 5224, 5966, 6024, 6028, 6029, 6802, 6805, 6807, 6815). Obsahujú hojnú preplavenú tortónsku makrofaunu; okrem Bajtavy považovali sa za tortón. Iba na lokalite Ordöngös majú štrky priemer 10 cm, na ostatných lokalitách 10—15 mm, s výnimkou valúnov andezítov (10—15 cm). Na všetkých lokalitách majú temer rovnaké zloženie stabilnej zložky štrčkovej frakcie. Ide o undulózny kremeň, kremenec, lydít, rohovec, sericitický kvarcit a metamorfované bázičné horniny, ktoré varírujú od chlorit-epikvarcítov po arkózové pieskovce s lepidoblastickou, chloritickou až aktinolitickou základnou hmotou. Ako nestabilná zložka prístupuje mezozoický vápenec a úlomky piesčitych, niekedy oolitických, organodetrítických vápencov, až vápnitých pieskovcov. Vo vrtoch SŠ-16 a SŠ-17 sa našli takéto vápence v podloží zlepenca a zistila sa v nich okrem preplavenej tortónskej fauny aj sarmatská. Na niektorých lokalitách, kde sú zlepenca v nadloží tortónskych tufov a tufítov, obsahujú hojné, dokonale opracované valúny tufov a rozložených andezítov priemeru až 15 cm (Lela). Ďalším charakteristickým znakom zlepenca sú valúniky a hľuzky preplavených lýtotamní.

Piesčité frakcia na všetkých lokalitách, okrem Ordöngös, obsahuje vulkanogénnu zložku, najmä preplavené minerály vulkanitov, autometamorfovaný amfibol a biotit, hyperstén, množstvo vulkanogénnych plagioklasov a hojný kremeň. Z terigénnych minerálov je prítomný andaluzit, ďalej kremeň, sericit, sericitizovaný plagioklas a drobné úlomky silicítov. Tmel je spravidla vápnitý alebo vápnito-šľovitý, niekedy s prímiesou aleuritu.

Okrem litotamniových hľuziek obsahujú aj inú, veľmi rôznorodú preplavenú tortónsku faunu, ostne ježoviek a otolity (pozri tab. IX obr. 2-4).

Veľmi vhodný pre štúdium petrografického zloženia sarmatských štrkových horizontov je odkryv Ordöngös, 3 km JV od Kamendína. Petrografické zloženie štrkov: žilný kremeň 37,3 %, lydit a čierny kvarcit s grafitom 28,2 %, rohovec 12,5 %, zelené kremence a pieskovce 9,5 %, vápence (pravdepodobne jura) 4,0 %, kremitý porfýr (perm) 2,2 %, úlomky hruboschránkových uštríc 1,5 %, pieskovce s vápnitým tmelom a hojnou morskou mikrofaunou (tortón ?, sarmat ?) 1,5 %, sivozelený paleozoický porfýroid 0,7 %, kryštalické bridlice 0,7 %, arkózy 0,7 %, kaolinizovaný aplit 0,4 %, andezit ? 0,4 %, jaspis 0,4 %.

Zloženie štrkov je zaujímavé najmä tým, že nie sú v nich prítomné valúniky tortónskych vulkanitov. V piesčitej frakcii sa nachádza ojedinelý biotit a kremeň. Ich sarmatský vek napriek bohatšej preplavenej tortónskej faune dokazujú ojedinelé veľké elfídie v tmele zlepcov. V ich podloží, podobne ako vo vrte K-IV, je bulimino-bolivinová zóna vrchnotortónskeho šlíru (Lehotayová). Na lokalite Lela sú zlepecce v nadloží vulkanitov a obsahujú hojné valúny z podložných hornín, vo vrte SŠ-16 v nadloží sladkovodných šľovito-slienitých tufitov. Množstvo valúnov neovulkanitov v sarmatských štrkoch závisí od charakteru podložia; chýbajú tam, kde sarmat transgreduje na tortónsky šlír, hojné sú v nadloží vulkanitov. Z toho vyplýva, že vulkanický komplex Kováčovských kopcov bol už v sarmate a pravdepodobne aj v období sedimentácie vrchného tortónu vynorený a demidovaný.

Otázka pôvodu neovulkanických hornín v sarmatských štrkoch nie je celkom objasnená. Treba ešte petrograficky preskúmať sarmatské sedimenty na viacerých lokalitách, stanoviť pozíciu zlepcov a štrkov a rekonštruovať znosové oblasti. Zloženie štrkov na lokalite Ordöngös je polymiktné a svedčí za pôvod z viacerých zdrojov. Chloritické kremence a pieskovce môžu pochádzať z veporíd, alebo sú redeponované; vápence podobného typu ako na tejto lokalite vystupujú v ostrovkoch aj pri Leviciach. Výskyt vápencových valúnov v sarmatských štrkoch by potvrdzoval predpoklad Vassa-Tomáška, že šahiansko-levická elevácia SZ-JV smeru začala sa uplatňovať po tortóne.

Petrografické zloženie štrkov z koryta Ipla pri Salke (Má-13)

Pre porovnanie tortónskych a sarmatských štrkopieskov a zlepcov s recentnými sedimentami uvádzam petrografické zloženie štrkov z koryta Ipla pri Salke. Prevažnú časť štrkov tvoria valúniky neovulkanitov, hlavne andezity (menej ryolity), spolu 47 %, žilný kremeň 23 %, rohovec 9 %, lydit 8 %, biely kvarcit 6 %, červený kremenec (perm?, trias?) 3 %, vápnitý pieskovec (sarmat) 3 %, litotamniové hľuzy 1 %.

Zloženie recentných štrkov sa od tortónskych a sarmatských líši najmä neprítomnosťou zelených bázik, mezozoických vápencov a permských porfýrov. Naproti tomu majú vysoký obsah valúnov neovulkanitov.

Piesčité vápence (sarmat) našli sa vo vrtoch SŠ 16, SŠ 17, SŠ 19 a K-IV a v povrchových odkryvoch na lokalitách Ordöngös a Sikenička. Vo vrtoch SŠ-16 a SŠ-17 ležia pod štrkami, na lokalite Ordöngös v podloží zlepcov a tvoria aj vložky uprostred zlepcov; na lokalite Sikenička ležia v nadloží štrkov, vo vrte SŠ 19 uprostred sarmatských piesčito-šľovitých slienitých aleuritov, vo vrte K-IV v litologicky pestrom súvrství šľov a pieskov.

Sú to bledo a žltosivé jemnozrné horniny, petrograficky odpovedajúce piesčitém (výbrus M-6811, M-6803 m SŠ-19 10,40—10,60 m), prípadne aleuritickým (výbrus 6807) vápencom až oligomiktným pieskocom s vápnitým tmelom (M-6801). Vo výbrusoch M-6803, 6801 a vo vrte SŠ-19 (10,40—10,60 m) sú klastické zrníčka i schránky mikrofauny obalené radiálne lúčovitou kôrkou kalcitu, niektoré vytvárajú typické oolity. Podobne ako štrky i vápence obsahujú okrem sarmatskej i preplavenú tortónsku mikrofaunu. Vo vrte SŠ 17 (48,60—48,70 m SP 464) a v štrko-pieskoch (3,50—3,60 m, SP 461), ďalej vo vrte SŠ-17 v pieskoch (14 m, SP 457) v nadloží vápencov rovnakého typu (V-6803) sa našli *Elphidium aculeatum* (Orb.), *Elphidium reginum* (Orb.) a iné (Lehotayová 1961).

Z uvedeného vyplýva, že lavice piesčitého vápenca vystupujú pravdepodobne vo viacerých obzorochoch nad sebou. Podľa Švecovovej klasifikácie patria tieto sedimenty do genetickej skupiny úlomkovitých zlepcov, s chemicky vyžrázaným vápnitým tmelom. Tvorba oolitov sa viaže na teplé, plytké more s vodou presýtenou uhličitanom vápenatým až po dno a na dostatok kryštalizačných centier (úlomky hornín, schránky organizmov). Pri sedimentácii pelitov a aleuritov sa oolity netvoria. Keďže sarmat má v našom teréne pestrý litologický vývoj, oolitové vápence sa tvoria periodicky, lokálne a nie v súvislom horizonte.

Slienité íly a aleurity. Tufitické íly možno podľa obsahu piesku deliť ďalej na dve podskupiny: *slabopiesčitá fácia tortónskeho šlíru*, odpovedajúca sedimentom hlbšieho neritika; *piesčitá fácia tortónskeho šlíru*.

Sedimenty prvého typu ležia v študovanej oblasti v nadloží vulkanického komplexu, budovaného pyroklastikami, tufmi a tufitmi. Vo vrte K-I tortónsky šlír začína polohou svetlosivých piesčito-aleuritických slieňov s valúnikmi štrku, s bohatou makro i mikrofaunou a s ojedinelým glaukonitom, vyplňujúcim schránky mikroorganizmov. Nadložné sedimenty majú znaky postupného prehlbovania sedimentačného prostredia a prechádzajú cez slienité ílovité aleurity s jemnopiesčitou lamináciou do ílovitých aleuritov až silne slienitých (kalcit organického pôvodu) aleuritických ílov. Ich spodná hranica vo vrte K-I je približne v hĺbke 50 m. Okrem toho boli slienité, slabo aleuritické íly zachytené vo vrte SŠ-10, na báze vrtu SŠ 17 a SŠ 18 a vo vrte K-IV. Po usadení slienitých ílov došlo znova k slabšej oscilácii, vyjadrenej striedaním aleuritických a ílovitých polôh a hojným obsahom autigénneho glaukonitu.

Ťažké minerály majú veľmi monotónny charakter. Ich množstvo je skreslené autigénnym pyritom (90—95 %) vo vrchnej časti aleuritového a v spodnej časti ílového komplexu. Vo vrchnej časti ílového súvrstvia (SŠ 17, SŠ 10, spodná časť SŠ 18) pyrit ubúda a ojedinele sa objavuje glaukonit. Asociáciu ťažkých minerálov ovplyvňujú aj minerály vulkanického pôvodu. Vulkanická zložka je najhojnejšia na báze šlíru a v aleuritoch. V spodnej časti ílov sa okrem toho prejavuje v niektorých polohách obohatenie vulkanickej zložky; vo vrchnej časti šlíru je to už len veľmi zriedkavý biotit a ojedinelý hyperstén. Najvrchnejšia časť šlíru (SŠ 18 a K IV) znova obsahuje bohatšiu vulkanogénnu zložku, zastúpenú materiálom zmiešaného, kyslého i bázického charakteru.

Z ostatných ťažkých minerálov je prítomné malé množstvo staurolitu, zirkónu, turmalínu, mi-

nerálov epidot-zoizitovej skupiny, disténu, chloritu, apatitu a titanitu. Tortónsky šlír sa v skúmanej oblasti usadil v období pomerného tektonického kludu a utíchnutia vulkanizmu, resp. v období, kedy vulkanická činnosť postihla iba vzdialenejšie oblasti. Šlírová sedimentácia končí v období nového vulkano-tektonického cyklu. Bohaté zastúpenie fauny svedčí za uloženie v otvorenom mori, v ktorom pri dne bolo v staršom období redukčné prostredie. Kludnú sedimentáciu občas prerušovalo napadanie pyroklastického materiálu zo vzdialenejších erupčných centier. Asociácia ťažkých minerálov svedčí, že prilahlú pevninu budovali prevažne metamorfné horniny (granáticko-stauroilitové svory a žuly), sčasti epimetamorfované horniny, sčasti vápence a mladé vulkanické pohoria.

Vrstvy piesčitej fácie tortónskeho šlíru odpovedajú plytším morským sedimentom (sublitorál — plytšie neritikum), čomu nasvedčuje okrem zrnitostného zloženia aj plytkovodná fauna s borelismi a amfisteginami. Sedimenty tohto typu sú vyvinuté na báze šlíru vo vrte K-I, SŠ-1, SŠ-7 a SŠ-28. Petrografické zloženie sedimentov sa nelíši podstatne od vzoriek uvedených v predchádzajúcej stati.

Slienité íly a aleurity bez tufitickej prímеси (chat — akvitán) sme študovali z vrty K-I a orientačne K-III (Kováčov). Najspodnejšiu časť vrty K-I (472,50 a 407,80 m) tvoria svetlosivé slienité íly s aleuritickou lamináciou, pozostávajúcou z lupienok sľudy. Sedimenty sú veľmi chudobné na ťažké minerály, ktoré sú prítomné len v stotinách percenta; z toho pripadá na granát 10—38 %, chlorit a biotit 8—10 %. Ďalej sú prítomné amfibol-aktinolit, minerály zoizit-epidotovej skupiny, stabilné minerály (rutil, turmalín, zirkón) a zriedkavý apatit. Paralelná, veľmi jemná a slabo zreteľná laminácia, morská makrofauna a výskyt zuhoľnatečných rastlín, ktoré niekedy spôsobujú chumáckovitú alebo fytagmopelitickú štruktúru (K-III 143,90 m), svedčia o vzniku v nevelkej vzdialenosti od pobrežia. V nadloží týchto sedimentov nasleduje pásma s vyšším obsahom piesku a ťažkých minerálov, s hojným výskytom minerálov epidot-zoizitovej skupiny (7—28 %), granátu a plagioklasov, čo nasvedčuje na splytčenie sedimentačného prostredia pri súčasnom zintenzívnení erózie (apatit, plagioklas). Objavuje sa brakická makrofauna (Seneš 1963). Vo vrchnej časti pásma sa objavujú uprostred piesčitých aleuritov polohy sivozelených aleuritických ílov a piesčitých slieňov so zvyškami rastlín, ihlicami húb a neučiteľnými úlomkami makrofauny.

Vulkanogénno-sedimentárne horniny

Tufy a tufity (tortón). Najprv sa zmienim o niektorých problémoch výskumu pyroklastík a zmiešaných vulkanogénno-terigénnych sedimentov. Hlavná pozornosť pri ich výskume sa sústreďuje na: 1. prostredie a spôsob sedimentácie; 2. pomer vulkanogénnej a terigénnej zložky; 3. autochtónnosť vulkanického materiálu; 4. chemizmus vulkanického materiálu a koreláciu so susednými oblasťami.

Podľa množstva vulkanogénnej zložky rozlišujem 4 typy vulkanogénno-terigénnych sedimentov: 1. slabo tufitickej < 10 % vulkanickej zložky, 2. tufitickej 10—50 % vulk. zložky, 3. tufity > 50 až < 100 % vulk. zložky, 4. tufy (100 % vulk. zložky), a) subakvatické; b) subaerické.

Granulometrická klasifikácia prvých troch sa riadi rovnakými princípmi ako u sedimentárnych hornín. Pre tufy najviac vyhovuje klasifikácia Karolusovej (1958). Pri výskume autochtónneho alebo alochtónneho pôvodu vulkanického materiálu treba vychádzať zo sedimentačného prostredia. V hlbokomorských sedimentoch, ako zistil Neeb (1943 ex Kukul 1960), P. L. Bezrukov (1955) a ďalší, napadaný pyroklastický materiál sa líši zrnitosťou. Predstavuje aleuritovú a piesčitú frakciu v hlbokomorských pelitoch. Možno sa tu stretnúť aj s gradačným zvrstvením pyroklastického materiálu, ako výsledkom prenosu kalovými prúdmi (Chvorova — Ilinskaja 1961). V plytkovodných sedimentoch dôležitú úlohu má vzdialenosť od erupčného centra. Preto tu kritériom autochtónnosti je aj množstvo vulkanickej zložky; tufy bez prímеси terigénnej zložky sú spravidla vždy autochtónnym sedimentom. Ďalším kritériom je prítomnosť vulkanického skla (nerozloženého), ktoré sa pri resedimentácii nezachováva. Dôležitým znakom je aj tvar a stupeň opracovania minerálov. V pelitických sedimentoch platí pre zistenie autochtónnosti rovnaké kritérium ako v hlbokomorských sedimentoch — zrnitostné.

O chemizme pyroklastického materiálu je nedostatok literatúry. Klasifikácia pyroklastík sa opiera o granulometrické kritériá. Pre koreláciu vulkanických fáz je však dôležité poznať bázicitu vulkanogénnej zložky. Tu však spôsobuje ťažkosti zmiešaný charakter vulkanogénnej zložky — vulkanické sklo rôznej bázicity, kyslé sklo — bázické plagioklasy, vyšší kremeň s amfibolmi a pyroxénmi; vplyv váhového triedenia vo vodnom prostredí — vulkanické sklo a biotit, ktoré sa dlhšie udržia na vode, často tvoria nahromadeniny v pelitoch, kremeň a ťažké minerály v pieskoch (Marková 1959); rozličná odolnosť minerálov pri zvetrávaní v rôznych podmienkach.

Z týchto stručne nadhodených problémov vyplývajú tieto závery:

1. Bázicitu pyroklastika nemožno určiť iba podľa analýzy ťažkých minerálov; treba skúmať aj ľahkú frakciu, najmä index lomu vulkanického skla, tvar a zloženie plagioklasov, kremeň, autigénne minerály.

2. Mineralogickú analýzu treba doplniť štúdiom primeraného počtu výbrusov, ktoré okrem iného umožňujú odlišiť materiál sedimentovaný vo vode a na suchu.

3. Treba sledovať závislosť vulkanickej zložky a zrnitosti sedimentu, rozlišovať napadaný a preplavovaný materiál.

4. Využívať chemické analýzy vulkanického skla, najmä stanoviť obsah SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 .

Vulkanické sklá a ich chemizmus:

Na chemické analýzy vyseparovali sme vulkanické sklo zo sedimentov, s asi 25 % obsahom skla. Frakciu 0,25—0,06 sme najskôr separovali v bromoforme; ľahkú frakciu rozdelili v zmesi bromoformu a liehu o špecifickej váhe 2,43. Získaný ľahký koncentrát obsahoval vulkanické sklo, opáľové ihlice silicispongií a početné duté schránky foraminifer. Vzduchové bublinky zo schránok sme odstránili potrepávaním v kvapaline a centrifugovaním. Takto získanú ľahkú frakciu

sme znova separovali v kvapaline o špec. váhe 2,2, čím sa oddelili do ľahkej frakcie opáľové častice mikroorganizmov, v ťažkej frakcii ostal čistý koncentrát vulkanického skla.

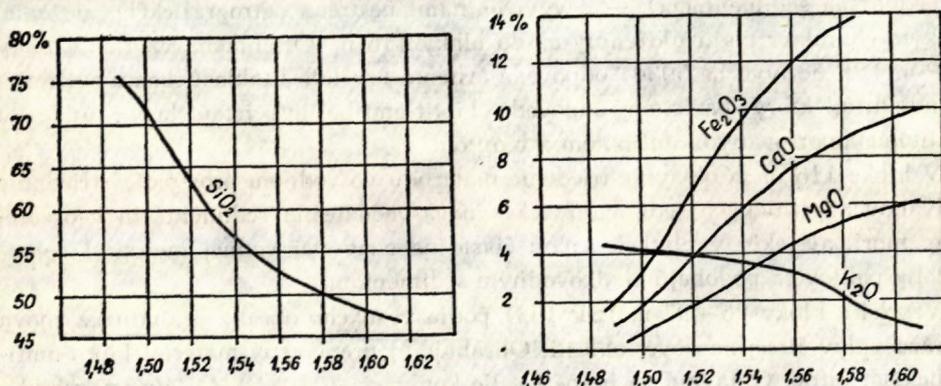
Analyzované boli 2 vzorky z vrtu K-I: 1. zelený vrstevnatý peliticko-piesčitý tufit z hĺbky 276,50–276,70 m; 2. svetlosivý ílovitý aleurit, slienitý, tufitický z hĺbky 69,80–70,80 m.

	1	2
SiO ₂	53,30	69,76
Fe ₂ O ₃	7,56	3,20
CaO	3,18	1,46
MgO	6,16	0,50
K ₂ O	1,75	3,85
Na ₂ O	1,85	1,95

O chemických analýzach vulkanických skiel nenašla som v literatúre dostatok údajov. Chemické analýzy pyroklastík sa týkajú prevažne tufov. Podľa Tkačuka (1958) a Ončákovskej (1959) pohybuje sa v andezitových tufoch SiO₂ 49–54 %, Fe₂O₃ 7–2 %, CaO 2–6 %, Na₂O 1,7–0,6 %, K₂O nad 1 %; Al₂O₃ má spravidla rovnaký obsah v kyslých i bazických tufoch.

Vzorka č. 1 podľa toho odpovedá sklu andezitov, vzorka č. 2 sklu ryolitov; nasvedčujú tomu aj indexy lomu vulk. skla, u prvého väčší ako 1,51, u druhého menší ako 1,50.

George (1924 ex Afanasiev a kol. 1960) zostavil krivky závislosti indexu lomu od chemizmu vulkanického skla, avšak táto metóda nie je dostatočne presná; poskytuje len orientačné údaje a nemôže nahradiť chemickú analýzu.



Krivky závislosti indexu lomu od chemického zloženia vulk. skla podľa George (1924; ex Afanasiev a kol. 1960).

Komplex vulkanogénno-sedimentárnych hornín v štúrovskej oblasti možno rozdeliť na dva oddiely: a) spodný s prevahou vulkanického materiálu v sedimentovaných horninách; b) vrchný s tufitickou prímесou v normálnych sedimentoch.

V spodnom oddiele sa vyskytujú prevažne tufy a tufity, zriedkavo tufitické pieskovce a aleurity. Bol prevrtaný vrtom K-I a zachytený vo vrte K-IV. Najspodnejší tufitický horizont vo vrte K-I predstavuje napadaný pyroklastický materiál, chemizmom odpovedajúci biotit-amfibolickému andezitu. Obsahuje nepatrnú prímес terigénnej zložky. Frakcionované zvrstvenie svedčí za sedimentáciu

vo vodnom prostredí. Neprítomnosť morských mikroorganizmov a spätosť s podložnými jazernými štrkopieskami svedčí, že materiál sa usadil v sladkovodnom limnickom prostredí. Nadložné tufitické sedimenty (SP 70) majú už zmiešaný charakter. Obsahujú valúny terigénnych hornín, podobných ako v jazerných štrkopieskoch; chýbajú tu však menej stabilné horniny, svory a žuly. Tufity obsahujú vulkanické sklo dvojakej bázcicity — kremeň a vulkanogénny amfibol (vz SP 71). Vo vz. SP 72 našli sa ojedinelé články a ostne echinodermát, rastlinné zvyšky, čo svedčí, že materiál sa usadzoval v morskom prostredí, v príbrežnej zóne. Z kyslých eruptív je prítomná kyslá pemza, ktorá však vzhľadom na svoju schopnosť dlho sa udržať vo vode, môže pochádzať aj zo vzdialenejších erupcií. Vo vzorke SP 69 nachádzame čisté sklovité tufy biotit-amfibolického andezitu, bez terigénnej prímesi, sedimentované vo vode; pravdepodobne odpovedajú novej erupcii podobného charakteru ako spodná, ale s vyšším obsahom biotitu. Z úseku 224—159 m sa vzorky neodoberali, ale v hĺbke 178,50—180 m je poloha polymiktných balvanovitých hornín s balvanmi rôznych typov andezitov, chaotických tufov, zložením typu kamenných avenidas, uložených na úpätí sopky. V oblasti vrhu K-I pravdepodobne po erupcii amfibolicko-biotitického andezitu vytvorila sa suchozemská vulkanická oblasť — možno ostrovného typu (vo vrte K-IV je neprerušená morská sedimentácia) — s vyvrženinami pestrého petrografického zloženia. Takýto charakter majú uloženiny až do hĺbky 116 m. Orientačná vzorka z hĺbky 159 m (SP 68, výbrus 5934) odpovedá čistému kryštalo-litoklastickému subaerickému tufu, ktorý bázcitou odpovedá biotit-amfibol-hyperstenickému andezitu s autometamorfovaným amfibolom a biotitom.

V hĺbke 116 m sa objavuje triedenie materiálu vo vodnom prostredí; striedanie balvanov a pelitických sedimentov však nenasvedčuje na sedimentáciu v otvorenom mori, ale skôr v plytkej, aspoň čiastočne uzavretej vodnej nádrži. I zelené polohy pelitov sa podobajú sladkovodným sedimentom.

Vzorka z hĺbky 96—97 m (SP 193) podľa vysokého obsahu granátu už znova odráža vplyv širšej znosovej oblasti. Obsahuje aj preplavený materiál biotit-amfibolických tufov. Objavujú sa hojné Ca-Fe konkrécie (31 % $\bar{T}M$). Vo vz. z hĺbky 90—90,20 m SP 67 objavujú sa valúniky stabilných hornín spolu s valúnikmi rôznych typov tufov a andezitov (pozri príl.) a ojedinelými zvyškami morskej fauny. Materiál nie je vytriedený. I nadložné vzorky až do hĺbky 75 m (SP 66, 65, 64) sú len málo vytriedené, čo poukazuje na sedimentáciu v morskom, veľmi plytkom prostredí. Vzorky SP 65 a SP 64 poukazujú na pobrežný charakter sedimentácie a obsahujú bohaté spoločenstvo makro i mikroorganizmov. Pestrá asociácia vulkanických komponentov nedovoľuje bezpečne určiť, ktoré z nich sú preplavené zo starších vulkanických komplexov a ktoré sú synvulkanické. Za napadaný, autochtónny, považujem biotitický tufit zo vz. SP 66. Poukazujú na to i dokonale idiomorfne zrastlice magmaticky korodovaných zonárnych plagioklasov, ktoré nemajú stopy transportu (pozri obr. 1 tab. IX). V tufite andezitového charakteru

pri obci Lela našli sa novotvary vulkanogénneho anatasu, ktorého vznik je pravdepodobne viazaný na hydrotermálne procesy (Lebedev 1961).

Vrchný oddiel — tufitická prímes v normálnych sedimentoch odpovedá obdobiu kludnej pelitickej sedimentácie, občas prerušovanej napadaním popolovitého materiálu, prineseného vetrom zo vzdialenejších erupčných centier. Okrem toho z pobrežia preplavovaná tufitická zložka tvorí stálu nepatrnú prímes. Podľa množstva vulkanogénnej zložky sú tu sedimenty slabo tufitické, tufitické a zriedkavo tufity.

Za účelom korelácie vulkanických fáz snažila som sa nájsť polohy napadaného vulkanického materiálu a určiť aspoň približne jeho bázcitu. Tak vo vzr. SP 191, 190, 63 sa nachádza kyslé vulkanické sklo a netypická asociácia ťažkých minerálov. Podľa bázcitivity skla ide o kyslý, ryolitový až dacitový materiál.

Vo vzorke SP 187 je typická asociácia zmiešaných pyroklastík s dobre zachovaným tmavosivým fluidálnym sklom s i. l. väčším ako 1,51 a bublinatým, priehľadným, s i. l. menším ako 1,50. Prítomný je aj kremeň a nevýrazná asociácia ťažkých minerálov (pozri vz. SP 185 a SP 184).

Pyroxény spolu s bázcickým vulkanickým sklom pozorujeme aj vo vz. SP 163 (hĺbka 21,30 až 22,30 m, čo by nasvedčovalo na vzdialené erupcie andezitového charakteru.

Z plytkých vrtov je najväčšie nahromadenie tufitickej zložky vo vrte SŠ-7 (58 a 46 m). Spodná poloha je pelitická s makrofaunou a veľmi hojným sklom, vrchná poloha je piesčitá s amfibolom (42 %) a biotitom. Keďže v šlírovom tortóne vo vrte K-I, ani inde som nenašla takú koncentráciu amfibolu a ani zrnitostné zloženie sa nezhoduje so šlírovým vývojom, začlenila som vrt SŠ-7 k morskému vývoju spodného tortónu.

Koreláciu vrtov som robila jednak podľa vulkanických minerálov a jednak podľa dát podrobných mikrolitologických analýz (autigénne minerály, organické zvyšky, zrnitosť, vápnitosť a iné). Z tabuľky vidno, ako smerom hore pri zjemňovaní zrnitosti ubúda i vulkanická zložka v tortónskom šlíre. Vo vrte SŠ 18 sa vo vrchnej časti v nadloží slabo tufitických aleuritov objavujú tufitické aleurity s biotitom, hypersténom a hojným vulkanickým sklom, ktoré pravdepodobne odpovedajú novej erupzívnej fáze, popísanej M i š í k o m (1957) z Lontova a K r y s t e k o m (1956) z Novej Viesky.

Vulkanická zložka v sarmatských sedimentoch má zmiešaný charakter; prevažná časť vulkanického materiálu je preplavená. Ako veľmi typický zjav je bohaté zastúpenie β -kremeňov. V tomto teréne sa ani tufy, ani tufity, odpovedajúce sarmatským erupciám, nenašli.

Poznatky o geologickom vývoji terénu a paleogeografii miocénu

Na báze vrtu K-I boli navrátené predtortónske sedimenty počítané k chat-akvi-tánu. Na základe litologického výskumu možno v nich rozlíšiť dva horizonty.

S p o d n ý je vyvinutý vo fácií laminovaných aleuritických ílov slienitých, s hojnou zuhoľnatenou rastlinnou sečkou a morskou faunou. Má charakter sedimentov plytšieho neritika, uložených v pobrežných zónach. Možno ho paralelizo-

vať za sedimentmi východnej časti juhoslovenského terciéru, ktoré som (Marková 1958) zahrnula do fácie slienitých ílov a ílovitých aleuritov slienitých. Typicky sú vyvinuté v oblasti Šafárikova a Rimavskej Soboty. Vrchná časť spodného obzoru odpovedá fácií aleuritov s piesčitou lamináciou, ktoré sú aj vo V časti v nadloží ílovitých sedimentov; typicky sú vyvinuté v oblasti Jesenského a v podloží spodných glaukonitických pieskovcov v okolí Lučenca.

Vrchný horizont charakterizuje striedavé uloženie pieskov, ílov a slieňov odlišného petrografického zloženia. Seneš, Brestenská a Tejkal našli v nich brakickú makro i mikrofaunu. Charakter tohto súvrstvia je odlišný od ekvivalentných piesčitých vrstiev okolia Lučenca a Filakova, ktoré tiež nesú známky regresie. Striedanie brakických a morských sedimentov chat-akvitánu zistila Lehotařová (1959), Ondřejčková (1961) zas vo vrte ČO-1 plytkovodné morské sedimenty s náznakmi oscilácie vo viacerých vrtoch medzi Modrým Kameňom a Šahami v oblasti, ktorú Vass a Tomášek (1963) počítajú k šahianskej elevácii, existujúcej už v akvitáne.

Báza tortónu v študovanej oblasti je ohraničená zlomami, pri ktorých boli lokálne vyzdvihnuté kryštallické brydlice, granátické svory, žuly a zelené chloritické kremence až amfibolity. Ich denudačné produkty sa usadili v sladkovodných nádržiac. Vo vrchnej časti sladkovodných sedimentov nachádzajú sa už produkty tortónskeho vulkanizmu v podobe stredne bázických amfibolicko-biotitických tufitov. Sladkovodné sedimenty vystriedali morské, charakteristické zmiešaným petrografickým zložením (rezistentnejšie typy štrkov, ťažké minerály krištallických bridlic, zmiešaný vulkanický materiál — vulkanické sklo dvojakej bázicity). Morskú sedimentáciu prerušila nová erupcia vitritických tufov biotiticko-amfibolických andezitov. Vulkanogénne nahromadeniny nad nimi nejavia už znaky triedenia vo vodnom prostredí. Materiál je pestrý, miešaný (ryolitové i andezitové tufy a balvany pyroxenických andezitov). Vyskytuje sa tu i poloha čistého kryštalo-vitro-litoklastického andezitového tufu biotit-amfibol-hyperstenického s autometamorfovaným amfibolom a biotitom.

Suchozemský vývoj potom znova vystriedala sedimentácia v plytkej, od otvoreného mora aspoň čiastočne oddelenej vodnej nádrži, postupne sa prehľbujúcej. Tým sa skončil vulkanizmus v tejto oblasti a sedimenty sopečných produktov vystriedala pokojná pelitická sedimentácia s prímiesou preplaveného i zo vzdialenejších erupcií vetrom prineseného pyroklastického materiálu, napr. biotitický tufit dacitového charakteru v prechodnej zóne. Zrornosť sedimentov sa smerom hore zmenšuje a najvyššie polohy vo vrte K-1 majú už charakter sedimentov hlbšieho neritika. Vulkanický komplex vo vrte K-IV možno korelovať s vrchnou časťou vulkanického komplexu vrtu K-I. Vo vrte K-IV i vo vrte K-I odlišujeme 2 výrazné sedimentačné periódy: *spodnú* s prevahou vulkanogénno-sedimentárnych hornín, ktorú na základe analógie so susednými terénmi (vrt Nová Vieska) možno zaradiť k spodnému tortónu, a *vrchnú*, šlírovú s výraznou prevahou terigénnej zložky,

v spodnej časti so stopami pyroklastického materiálu vzdialených erupčných centier (vrt K-I); táto odpovedá strednému (v zmysle Budaya a Seneša) a vrchnému tortónu.

Sarmat v skúmanom teréne jasne transgreduje na rozličné horizonty tortónu. Autochtónny vulkanický materiál v sarmatských sedimentoch nebol zistený; naproti tomu sa v ňom zistil preplavený materiál tortónskych vulkanitov. Zdá sa, že aj vysoký obsah vyšších kremeňov v sarmatských pieskoch je výsledkom obohacovania sedimentov o stabilnú zložku pri redepozícii.

Záver

Sedimenty chat-akvitánu možno rozdeliť na spodný a vrchný komplex. Spodný, zložený zo slienitých ílov až ílovitých aleuritov a aleuritov s piesčitou lamináciou možno paralelizovať s obdobnými horninami oblasti V od Lučenca po Šafárikovo. Vrchný komplex, v ktorom sa pri Štúrove striedajú piesky, íly a sliene, sa líši od piesčitého vývoja ekvivalentných sedimentov v oblasti V od Lučenca.

V tortóne možno odlíšiť 2 rozdielne súvrstvia: spodné, s prevahou vulkanogénno-sedimentárnych hornín, a vrchné, v ktorom sú vulkanogénne sedimenty zriedkavé. Spodné predstavuje litologicky pestré súvrstvie s jazernými, príbrežnými, morskými a suchozemskými sedimentmi, obsahujúcimi bohatý pyroklastický materiál viacerých erupcií, prevažne biotiticko-amfibolických andezitov, niekedy s prímiesou kyslých komponentov v jazerných a morských uloženinách. V plytkovodných a suchozemských sedimentoch je bohatý výskyt pyroklastického materiálu, prevažne biotit-amfibol-pyroxenických a amfibol-pyroxenických andezitov.

Nadložné morské sedimenty naznačujú postupné prehlbovanie panvy, spočiatku doprevádzané vulkanickou činnosťou, s nahromadením pyroklastík, prevažne dacitového charakteru. V šlirových sedimentoch nachádzame stálu nepatrnú prímies, slabé vložky tufitov z preplaveného i napadaného pyroklastického materiálu.

Veľká masa pyroklastického materiálu a neprítomnosť efuzív sú dôkazom explozívneho typu vulkanizmu, známeho u suchozemských vulkánov alebo u vulkánov nachádzajúcich sa v nevelkých morských hĺbkach (V. I. Vlodavec 1959). Ako vidíme vo vrte K-I vrchná časť stratovulkánu ležala nad hladinou mora. Išlo tu pravdepodobne o vulkanickú oblasť ostrovného typu. Miesta rozloženia vulkánov, ktoré sú v našom teréne zväčša prikruté hrubou vrstvou mladších sedimentov, mali by sa vyznačovať sedimentáciou mohutných aglomerátových nahromadenín (Chvoro 1961).

Znosovou oblasťou na báze tortónu boli najmä kryštalické bridlice veporidného kryštalinika, granátické svory, žuly, amfibolity a kvarcity, vyzdvižené mladými tektonickými pohybmi na báze tortónu. Vo vyšších obzoroch prevláda endogénna zložka (vulkanický popol, piesok, lapily) nad terigénnou a v najvyššej časti nachádzame okrem napadaného pyroklastického materiálu a terigénnej zložky aj produkty erózie vulkanických masívov.

Rozličný vývoj spodného a vrchného súvrstvia tortónu, ktorý je súčasne odrazom odlišných paleogeografických podmienok, vedie k názoru, že ide aj o stratigraficky samostatné časti, pričom spodnú časť na základe jej pozície a analógie so susednými terénmi počítame k spodnému, vrchnú k vrchnému tortónu, respektíve vo vrte K-I k strednému tortónu.

Bázu sarmatu v skúmanom teréne okrem výraznej litologickej hranice naznačuje aj zmena znosovej oblasti, v ktorej sa okrem vulkanitov a paleozoických chrbtov uplatňujú i horniny mezozoika; tým sa sarmatské štrky líšia od tortónskych i od recentných štrkov koryta Ipľa. Výskyty vápencov tohto typu nachádzame v ostrovkoch pri Leviciach. V sarmate pravdepodobne zasahovali ďalej na JV ako šahiansko-levická elevácia (V a s s — T o m á š e k 1963). Na transgresívny charakter sarmatu poukazuje jeho pozícia na rôznych členoch tortónu. Poznamenávame, že sme študovali len sedimenty bazálnej časti sarmatu a autochtónny vulkanický materiál sme v nich nezistili.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Afanasiev G. D. a kol., 1960: Principy geologičeskogo kartirovanija intruzivnych i efuzivnych formacij. Moskva. — [2] Andrusov D. — Schaleková A. — Bystrická H., 1954: Zpráva o geologickom výskume oblasti medzi Štúrovom a Komárnom. Geolog. práce, Zprávy 1. — [3] Buday T., 1937: Geologické pomery okolí Šah na južnom Slovensku. Rozpravy II. tř. České akademie, Praha. — [4] Buday T. a kol., 1961: Nafta a plyn v československých Karpatech. Knihovna UUG, sv. 38. — [5] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1958: Vztahy v spodním miocénu rakouské a bavorské molasy, jv Moravy a vnitřokarpatských panví. Věstník ÚÚG č. 6, Praha. — [6] Cicha I., 1961 Nástin korelace tortonu v pánvích Paratethydy. Geologické práce, Zprávy 22. — [7] Čepek L., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. Sborník SGÚ XII, Praha. — [8] Gašparík J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geolog. práce, Zoš. 55. — [9] Chvorova I. V. — Iljinskaja M. N., 1961: Nekotoryje voprosy mehanizma formirovanija tufovych nakoplenij irendyskoj svity. Izvestija AN SSSR, serija geol. — [10] Karolus K., 1961: Ročná zpráva za rok 1961 o výsledkoch základného geologického výskumu a mapovania neovulkanitov Kováčovských Kopcov pri Štúrove. Archív GÚDŠ. — [11] Karolusová E., 1958: Príspevok k problematike pyroklastik. Geologické práce, Zoš. 49. Bratislava. — [12] Kukul Z., 1960: Hlubokomorské sedimenty ve světle moderních výzkumů. Knihovna ÚÚG sv. 35. — [13] Krystek I., 1956: Závěrečná zpráva o sedimentárně petrografickém zpracování opěrné vrstvy Nová Vieska I v Malé Dunajské nížině. Archív Ústavu pro naftový výzkum, Brno. — [14] Lebedev L. M., 1956. O rudnych novoobrazovaniach v gidrotermalno izmenennych porodach v rajone Paušetskich gidroterm. — [15] Majzon L., 1940: Untersuchungsresultate der Bohrungen im Donauboden bei Helemba. Jahresberichte der Ung. geolog. Anstalt, Budapest 35/II. — [16] Marková M., 1959: Petrografický výskum sedimentárných hornín juhoslovenského terciéru (Lučenec—Šafárikovo). Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Matějka A., 1949: Geológia terénu medzi Madarem a Kamennými Ďarmoty. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Mišík M., 1956: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický

a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geologické práce, Zoš. 43. — [19] Ončáková P., 1959: Vulkanické sklá a ich použitie v stavebníctve. Geologické práce, Zprávy 15. — [20] Ondrejčíková A., 1961: Faunistické asociácie mäkkýšov z akvitánskych usadenín južného Slovenska. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Papp F., 1926: Über die andesitischen Gesteine der Umgebung von Helemba. Földtani Közlemény (Geologische Mitteilungen), Budapest. — [22] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. Práce ŠGÚ 23, Bratislava. — [23] Seneš J., 1958: Generálna mapa list Nové Zámky. Zpráva o výskume za rok 1958. Geofond, Bratislava. — [24] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratetidy. Geologické práce, Zoš. 55. — [25] Tkačuk L. G. — Kudrin L. N. — Ripun M. B., 1958: Neogenovye vulkaničeskije tufy zapadnych oblastej USSR. Voprosy mineralogii osadočnyh obrazovanij V. — [26] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácie predterciérneho podložia pri Šahách a jej vplyv na paleogeografický a tektonický vývoj západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zpr. 27. — [27] Zelenov K. K., 1961: Podvodnyje i nazemnyje gidrotermalnyje processy i ich roľ v osadočnom rudobrazovanii. Trudy laboratorii vulkanologii vyp. 19, Moskva.

Vysvetlivky k tab. IX

- Obr. 1. Zonárny vulkanogénny plagioklas v tufitoch, sedimentovaných vo vodnom prostredí. Zv. 210×; prep. SP 66 — vrt K-1, hĺbka 81,10–81,30 m.
- Obr. 2. Prierez otolitom v strede zatlačaným chalcedónom, v zle triedenom rozpadavom šľovitom pieskovci. Zv. 25×. Výbrus M-6808/59, vrt SŠ-17 Salka, hĺbka 3,5 m.
- Obr. 3. Konglomerát s vápnitým organodetrítickým bazálnym tmelom, so zreteľnými prierezmi gastropódov a s preplavenou tortónskou faunou (*Amphistegina*) — sarmat. Výbrus M 6807/59 Sikenička kameňolom.
- Obr. 4. Polymiktný drobnozrný konglomerát s organodetrítickým vápnitým tmelom. Vpravo vidno mierne poškodenú amfisteginu, vľavo tlakom porušenú trubičku vermelid — tortón? — sarmat (?). Výbr. 5733/59. Odkryvy v Bajtave (Má 8/59) — balvany v sutine.

MAGDA MARKOVÁ

LITHOLOGIE DER VULKANISCH-SEDIMENTÄREN GESTEINE AUS DER UMGEBUNG VON ŠTÚROVO IM SO TEIL DER DONAUTIEFEBENE

Im Zusammenhang mit der geologischen Kartierung der Umgebung von Štúrovo im SO Teil der Donautiefebene habe ich zahlreiches Bohrmaterial der neogenen Sedimente (Torton, Sarmat und teilweise auch Chatt-Aquitane) studiert. Mit Hilfe der mikrolithologischen Analysen stellten wir einzelne Fazies, deren Abfolge in vertikaler Richtung, Ablagerungsbedingungen, Produkte der vulkanischen Tätigkeit und deren Sukzession fest. Auf Grund der Korrelation verschiedener Bohrungen konnten wir auch einige Schlussfolgerungen zu manchen stratigraphischen Fragen des studierten Gebietes machen.

Die Chatt-Aquitane-Schichten können in *unteren* und *oberen Komplex* gegliedert werden. Den *unteren Komplex*, vertreten durch mergelige Tone bis tonige Aleurite und Aleurite mit sandiger Lamination, kann man mit ähnlichen Schichten im Raume O von Lučenec bis Šafárikovo vergleichen. Der *obere Komplex*, in dem bei Štúrovo Sande, Tone und Mergel wechselt, unterscheidet sich von den (äquivalenten) sandigen Ablagerungen bei Lučenec.

Im Torton kann man auch 2 verschiedene Schichtfolgen unterscheiden — die *untere* mit

Überlegenheit der vulkanisch-sedimentären Gesteine, und die *obere*, in der das vulkanische Material nur selten vorkommt. Die untere Schichtfolge ist lithologisch sehr bunt, mit lakustrischen, litoralen, marinen und kontinentalen Ablagerungen, welche reiches pyroklastisches Material aus mehreren Eruptionen — überwiegend biotit-amphibolische Andesite, manchmal mit Beimengung saurerer Komponenten in den marinen Sedimenten — enthalten. In den kontinentalen und Flachsee-Ablagerungen kommt reiches pyroklastisches Material, meistens der biotit-amphibol-pyroxenischen und amphibol-pyroxenischen Andesite, vor.

Die *hängenden marinen Sedimente* deuten eine stufenweise Vertiefung des Beckens an, die am Anfang von der vulkanischen Tätigkeit und Anhäufung des pyroklastischen Materials (überwiegend Dazite) begleitet wurde. In den *Schliersedimenten* finden wir als ständige, aber unbedeutende Beimengung, manchmal auch dünne Einlagerungen, Tuffite. Grosse Massen des pyroklastischen Materials und Abwesenheit der Effusivgesteine beweisen den explosiven Charakter des kontinentalen Vulkanismus (oder aus nicht grossen Tiefen; Vlodev 1959). Wie wir der Bohrung K-I entnehmen, befand sich der obere Teil des Stratovulkans über dem Meeresniveau; et handelte sich da wahrscheinlich um ein inselartiges vulkanisches Gebiet.

Das Abtragungsgebiet an der Basis des Torton stellten besonders kristalline Schiefer (Vepor-Kristallin), granatische Glimmerschiefer, Granite, Amphibolite und Quarzite vor, welche von jungen tektonischen Bewegungen an der Basis des Torton emporgehoben wurden. In den höheren Horizonten herrschen bereits endogene Komponenten (vulkanische Asche, Sand, Lapilli) über den terrigenen vor; in den obersten Lagen finden wir neben dem pyroklastischen und terrigenen Material auch Produkte, die aus der Erosion der vulkanischen Massive stammen.

Auf Grund der verschiedenen Entwicklung der ausgegliederten unteren und oberen Schichtfolge des Torton, in der sich auch unterschiedliche paläogeographische Bedingungen abspiegeln, gelangen wir zur Ansicht, dass es sich da auch *stratigraphisch um selbständige Teile handelt*. Den *unteren Teil* zählen wir auf Grund seiner Position und Analogie mit benachbarten Gebieten zum unteren Torton, den *oberen Teil* wiederum zum Obertorton (bzw. in der Bohrung K-I zum Mitteltorton).

Die Basis des Sarmat ist im untersuchten Terrain neben der ausgeprägten lithologischen Grenze auch durch die Veränderung des Abtragungsgebietes ausgezeichnet. Neben den vulkanischen und paläozoischen Gesteinen ist darin auch mesozoisches Material anwesend. Dadurch unterscheiden sich sarmatische Schotter von den tortonischen und auch rezenten Schottern des Flusses Ipeľ. Vorkommen von ähnlichen Kalksteinen findet man in vereinzelt Inseln bei Levice. Im Sarmat reichten sie wahrscheinlich auch weiter in SO Richtung in Form von Elevation (Šahy—Levice-Elevation — V a s s — T o m á š e k 1963). Auf den transgressiven Charakter des Sarmat weist auch seine Lagerung auf verschiedenen Horizonten des Torton hin. Es sei da bemerkt, dass wir nur die basalen sarmatischen Schichten studierten, in welchen wir kein autochthones vulkanisches Material finden konnten.

Der Arbeit ist eine Vergleichstabelle beigefügt, welche die Korrelation der studierten Bohrungen aufzeichnet.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

VENDELÍN RADZO

MINERALOGICKO-CHEMICKÝ VÝSKUM KERAMICKÝCH ÍLOV OD POZDIŠOVIEC

Úvod

Obec Pozdišovce JZ od Michaloviec je známa výrobou svojráznej ľudovej keramiky. Ako surovina slúžia pestré vrchnopanónske íly. V súvislosti s výstavbou keramického závodu na východnom Slovensku počíta sa aj s využitím pozdišovských ílov pre výrobu keramických dlaždíc. O geologickej pozícii tejto suroviny, ako aj o okolitých horninách-štrkoch, sú početné práce; zhodnotenie suroviny po stránke mineralogicko-chemickej však dosiaľ chýba. V tejto práci podávame výsledky mineralogicko-chemických rozborov pestrých pozdišovských ílov, získané mineralogicko-chemickým výskumom ílových hornín na východnom Slovensku.

Geologické pomery okolia Pozdišoviec

Okolie Pozdišoviec budujú neogénne sedimenty severného výbežku potiskej nížiny, zastúpené mocnými, regionálne značne rozšírenými polohami štrkov, tzv. „pozdišovskou štrkovou formáciou“ s polohami pestrých ílov, tzv. pestrou sériou. O geologickej pozícii oboch podrobne pojednáva J. J a n á ě k (1959).

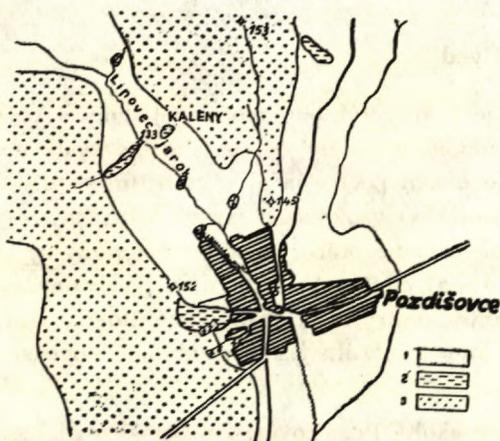
Na základe prieskumných vrtných prác bolo zistené, že pestrá séria ílových hornín a štrková formácia sú stratigraficky rovnocenné vzhľadom na to, že štrky ležia diskordantne a transgresívne na rôzne starom neogénnom podklade, s výnimkou pestrej série a panónu vôbec. Preto sa pozdišovská štrková formácia a pestrá séria považuje za vrchnopanónsku. Okrem toho bol dokázaný diskordantný a transgresívny styk vrchnopanónskej pestrej série s podložíom.

Pozdišovská štrková formácia je stratigraficky ekvivalentná s košickou štrkovou formáciou. Rozdiel je len v petrografickom zložení valúnov obidvoch sérií. Kým v košickej formácii prevládajú valúny hornín Spišsko-gemerského rudohoria, v pozdišovskej štrkovej formácii sú to valúny flyšových sedimentov paleogénu a sub-

tatranského mezozoika. Rozdielne zloženie valúnov košických a pozdišovských štrkov nasvedčuje, že v dobe ich ukladania bola košická kotlina už morfológicky oddelená od východnej pozdišovskej.

Štrková formácia

Pozdišovská štrková formácia je známa z oblasti medzi obcami Trhovište—Pozdišovce—Lesná—Suché—Rakovce—Moravany—Trhovište. Tvorí veľmi výraznú chrbtovú morfológickú eleváciu, pretiahnutú v S—J smere, o maximálnej relatívnej výške 100 m. Štrkové analýzy sond z JV a J oblasti Pozdišoviec, ktorými boli sledované faciálne zmeny pestrej série, ukázali podľa J. J a n á č k a (1959) vcelku jednotné zloženie.



Obr. 1. Geologická mapa okolia Pozdišoviec podľa F. Č e c h a (1955): 1. hlina; 2. pozdišovské íly; 3. pozdišovské štrky.

Sedimentárno-petrografický rozbor ťažkej frakcie pozdišovských pieskocov z pozdišovskej štrkovej formácie vyhotovil M. M i š í k (1954), ktorý nedostatok granátu vysvetľuje jeho eliminovaním vo viacerých cykloch transportu a najmä zvetrávaní. V súhlase s tým aj približne súčasne sedimentované štrky majú monotónne zloženie (len z najodolnejších hornín, a to pieskocov a rohocov).

Pestrá séria

Pestrá séria sa uložila hlavne v hlbších južných častiach panvy, v oblasti Trebišova, Malčíc, Veľkých Kapušian a v širšom okolí Kralovského Chlmca. Temer výlučne sú v nej zastúpené íly, žlté, žltohnedé, hnedé, sivé, sivozelené a zeleno-

Valúniky glaukonitického pieskovca sú väčšinou dokonale opracované, rôznych šedo-zelených až šedých farebných odtieňov. Veľkosť valúnov je 2—25 mm. Pochádzajú z paleogénu flyša. Valúny bridlíc sú toho istého pôvodu. Sú jemne piesčité, vápnité, tvrdšie než pieskovec, 3—9 mm veľké, zelenošedé až svetložedé. Valúny rohovca sú 3—13 mm veľké, dobre opracované, špinavobiele, tmavohnedé až červenohnedé, lastúrnateho lomu. Pochádzajú z karpatského mezozoika.

Valúny kremeňa sú 3—7 mm veľké, dobre opracované. Kremeň je mliečne zakalený. Materskou horninou je žilný kremeň neznámeho veku.

Odlíšne percentuálne zastúpenie valúnov v pozdišovských štrkoch uvádza M. M i š í k (1954). Ide pravdepodobne o štrkovú analýzu vzorky z povrchových odkryvov a zrejme z iného miesta.

žlté, škvrnité. Piesčitosť je pravidelne slabá, až veľmi slabá. Sivé íly sú pomerne málo zastúpené. Tufy ani tufity sa v pesteri sérii nezistili. Smerom k severu prevládajú polohy štrkov, takže pestré íly tvoria menej významné medzivrstvy a nakoniec prechádzajú do pozdišovských štrkov.

Íly sa ťažia ako surovina na výrobu ľudovej keramiky, hlavne v oblasti, kde štrky tvoria morfológickú eleváciu, lebo tu sú polohy ílov najbližšie k povrchu.

Z miesta terajšej exploatacie ílov odobral som vzorky pre laboratórne spracovania, a to z ílu sivozeleného a žltého a ich prírodnej zmesi. Ďalšie vzorky mi poskytol z vrtných jadier J. Slávik. Zhodnotenie výsledkov mineralogicko-chemických rozborov týchto vzoriek je predmetom tejto práce.

Makroskopický opis vzoriek

Opis sa vzťahuje na vzorky vysušené pri laboratórnej teplote, odobraté z vyhlbenej jamy v Pozdišovciach pri starom cintoríne. Vzorka a: sivozelený, na omak jemne drsný íl, s makroskopicky viditeľnými drobnými lístočkami muskovitu. Pri vysychaní ostrohranne sa rozpadáva. Vzorka b: žltohnedý íl, s jemnými povlakmi sivomodrého ílu s drobnými hematitovými tmavočervenými žilkami, dosť kompaktný íl bez viditeľného rozpadu pri vysychaní.

Opis vzoriek z vrtných jadier

Nedaleko vyhlbenej jamy pri starom cintoríne bol situovaný vrt na zistenie pokračovania ílových sedimentov. Vcelku ide o sivozelený íl, ktorý sa strieda s hnedým a žltým ílom.

Tabuľka 1

č. vz.	mocnosť v m	za mokra	za sucha
1	4,00—7,00	žltý íl s hematit. prepl. makroskop. viditeľne šup. biotitu	svetlohnedý íl s červenými škvrnami
2	7,00—8,40	žltý íl	svetlosivý íl s hnedými škvrnami
3	8,40—10,50	sivozelený íl	svetlosivý íl
4	10,50—12,00	hnedý íl	žltohnedý íl
5	12,00—12,60	sivozelený íl so žltými vložkami	svetlohnedý íl (do siva) s čiernymi pruhmi
6	12,60—13,00	žltý íl	svetložltý íl

Vo všetkých vzorkách je makroskopicky viditeľný drobný šupinovitý muskovit. Polohy sivozeleného ílu sa smerom do hĺbky navzájom striedajú s ílom žltohnedým s ostrými prechodmi.

Siltový rozbor vzoriek z vrtných jadier

Prvým spôsobom boli plavené vzorky cez sitá 0,06 mm z predtým vo vode rozplavených 50 g suchých vzoriek, vysušených pri laboratórnej teplote. Takto získaná frakcia o veľkosti zrna > 0,06 mm je uvedená v percentuálnom zastúpení v prvom stĺpci.

Pri druhom spôsobe boli rozplavené 10 g vzorky na vzduchu vysušené pri laboratórnej teplote v kadinkách pridaním disperzačného činidla Na₂CO₃. Nato boli vzorky plavené cez sitá 0,06 mm

až do úplného odplavenia frakcie < 0,06 mm. Zvyšok frakcie > 0,06 mm, zachytený na sitách, bol pri laboratórnej teplote vysušený a zvážený. Percentuálne zastúpenie tejto frakcie je uvedené v druhom stĺpci.

Tabuľka 2

vz. č.	% váhový obsah (1)	% váhový obsah (2)
1	7,9	2,0
2	6,4	2,0
3	2,6	1,0
4	12,2	5,0
5	5,4	1,0
6	4,4	1,0

Uvedenými rozbormi bolo zistené, že vcelku ide o malú piesčitú prímies. Piesčitú zložku tvoria prevažne piesčito-limonitové valúniky, zrníčka kremeňa, drobné, veľmi jemné šupinky muskovitu, limonit-fľovité a mangan-oxydické konkrécie. V menšej miere sú zastúpené aj lístočky biotitu a sporadicky ťažké minerály.

Elektromagnetický rozbor

Frakcie, ktoré po plavení vzoriek cez sito 0,06 mm zostali na site, boli podrobené elektromagnetickému rozboru s oddelením magnetickej a nemagnetickej zložky. Minerálne zloženie obidvoch zložiek som určoval pod binokulárnym mikroskopom a snažil som sa zhruba odhadnúť ich % zastúpenie. Elektromagnetickú separáciu som robil na laboratórnom elektromagnetickom separátore opätovným oddeľovaním magnetickej a nemagnetickej zložky.

Chemické rozbor

Pre chemický rozbor zvolil som prírodné vzorky, vysušené pri laboratórnej teplote, farebne odlišné, a to: zo žltého hrdého ílu (b) a sivozeleného (a) ílu a ich vzájomnej prírodnej zmesi (c).

Obsah SiO_2 (62,2–68,5 %) je na ílové minerály značný, čo sa dá vysvetliť prítomnosťou voľného SiO_2 ako piesčitej prímiesi v íloch. Úmerne so zvýšením obsahu SiO_2 klesá Al_2O_3 , čo poukazuje na premenlivý obsah ílových minerálov (ilit-montmorilonitu a kaolinitu). V obsahu Fe_2O_3 (4–6,4 %) je zahrnutý aj Mn, ktorý je hlavne z limonitu a Mn-oxydov.

Pozoruhodný je obsah H_2O do 300 °C (4,5–6,4 %), čo svedčí, že okrem minerálu ílitu ide aj o prímies minerálu montmorilonitu s medzivrstevnou molekulárnou vodou.

Výsledky chemických rozborov

Vzorka (a)

Vzorka (b)

Vzorka (c)

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 3,39, \quad \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 2,78; \quad \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 3,82, \quad \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 2,87; \quad \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 4,99, \quad \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 3,33.$$

Obsah alkalických zložiek vo vzorke ílu z najmenejšej frakcie, ktorá tvorí vo vode po rozplavení trvalú suspenziu s časticami > 0,01 mm, je: K_2O – 2,82 % a Na_2O – 0,22 %.

Vo vzorkách z vrtných jadier obsah alkalických zložiek K_2O a Na_2O poukazuje (zvlášť K_2O) na množstvo ílit-montmorilonitu a muskovitu, ako sa mení v závislosti na hĺbke.

Tabuľka 3

Vz. č.	Nemagnetická zložka	Magnetická zložka
1	Zrniečka SiO ₂ , živcov, stredne opracované pri mech. transporte. Obsah ~ 80 %.	Tmavočervené hematit-limonitové konkrécie; hnedé limonitoflové konkrécie; čierne konkrécie manganoxydové. Sporadicky vystupujú čiernohnedé šupinky biotitu. Obsah celej zložky ~ 20 %.
2	Mliečne zakalené zrniečka kremeňa a živcov. Limonitizované zrniečka kremeňa, šupiny muskovitu. Obsah ~ 5 %.	Podstatne prevládajú limonitizované flovité konkrécie Mn-oxydov. Sporadicky vystupuje biotit a pyrit. Obsah ~ 95 %.
3	Sklovité, lesklé zrniečka kremeňa, šupinkovitý muskovit a zrniečka živcov. Obsah ~ 70 %.	Limonitizované konkrécie, šupinky glaukonitu a zrniečka zirkónu. Obsah ~ 95 %.
4	Prevládajú zrniečka kremeňa s limonit. povlakmi, s obsahom ~ 5 %.	Žltohnedé limonit-flovité konkrécie guľičkovitých a trubičkovitých tvarov. Obsah ~ 95 %.
5	Mliečne zakalené zrniečka kremeňa, drobné šupinky muskovitu, romboedrické kryštáliky kalcitu a zrniečka živcov. Obsah ~ 55 %.	Žlté limonit-flovité konkrécie s muskovitom, menej čierne pórovité zrniečka glaukonitu a sporadický pyrit. Obsah ~ 45 %.
6	Prevládajú sklovité lesklé a malé zrniečka kremeňa, drobné šupinky muskovitu. Obsah ~ 60 %.	Žlté, flovito limonitové konkrécie nepravidelných tvarov, pórovité a čierne guľičkovité konkrécie Mn-oxydov (1–1,5 mm) a zrniečka glaukonitu. Obsah ~ 40 %.

Tabuľka 4

Vzorka	(a)	(b)	(c)	Vzorka	(a)	(b)	(c)
SiO ₂	62,22	66,35	68,49	CaO	0,57	0,85	0,78
TiO ₂	st.	0,27	0,47	Na ₂ O	0,16	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	18,36	17,34	13,25	K ₂ O	2,93	1,26	1,73
Fe ₂ O ₃	3,95	5,48	6,35	P ₂ O ₅	nest.	nest.	nest.
FeO	nest.	nest.	nest.	H ₂ O+	4,45	3,50	2,71
MnO	nest.	nest.	nest.	H ₂ O-	6,35	4,49	5,64
MgO	1,47	0,48	1,12	(do 300 °C)			
					100,46	100,53	100,67

Tabuľka 5

vz. č.	hĺbka v m	K ₂ O	Na ₂ O	Spolu
1	4,0— 7,0	1,56	0,20	1,76
2	7,0— 8,4	2,74	0,56	3,30
3	8,4—10,5	3,22	0,50	3,72
4	10,5—12,0	2,88	0,86	3,74
5	12,0—12,6	3,34	1,06	4,40
6	12,6—13,0	0,66	0,20	0,86

Z uvedených rozborov vidieť, že obsah K₂O kolíše v rozmedzí 0,7—3,4 %; Na₂O od 0,20—1,06 perc., pričom celkový obsah alkalických zložiek kolíše v rozmedzí 0,9—4,4 %.

Prevládajúcou alkalickou zložkou je K₂O, čo poukazuje na premenlivý obsah illit-montmorilonitu. Ďalej z rozborov vidieť, že ide o určité rytmické striedanie ťvových polôh, ak sa porovnávajú výsledky vzoriek číslo 2 a 4, 3 a 5.

Výsledky spektrálnych analýz:

Tabuľka 6

vz. a 100—1 ⁰ /o	1—1/100 %	1/100—10 000 %
Si, Fe, Al	Mg, Ca, Ti, K, V, Na, Ba	Zr, Sr, B, Pb, Ga, Yb, Sc Cr, Mn, Cu, Ag, Ni, Co, La
vz. b Si, Fe, Al	Mg, Ti, Ca, Na, K, V, Zr, Ba, Cr	B, Pb, Ca, Cu, Sn, Yb, Ag, Ni, Sr, Mn, Zn? Co

Špecifická váha bola stanovená metódou pyknometrickou z práškových vzoriek s nasledujúcim výsledkom: vzorka a: $s = 2,57 \text{ g/cm}^3$; $t = 23 \text{ }^\circ\text{C}$; obsah H₂O do 300 °C 6,30 %; vzorka b: $s = 280 \text{ g/cm}^3$; $t = 23 \text{ }^\circ\text{C}$, obsah H₂O do 300 °C 5,80 %.

Diferenčné termické rozborov

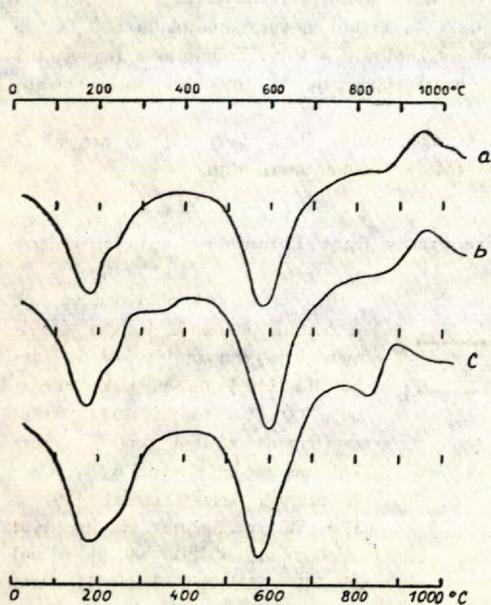
Diferenčné termické rozborov sme vyhotovili zo vzoriek žltého a sivozeleného ílu, z ktorého boli vyhotovené aj chemické a spektrálne analýzy, ďalej z jemnej frakcie (0,01 mm) ílu sivozelenej farby a zo vzoriek odobratých z vrtných jadier (vz. 1; 2; 3; 4; 5; 6;). Priemerne vzorky sa vysušili pri laboratórnej teplote 20—25 °C, jemne rozotreli a homogenizovali cez sito 10 000 otv/cm² s navážkou 1 g (obr. 2).

Výsledky DTA rozborov sú nasledovné:

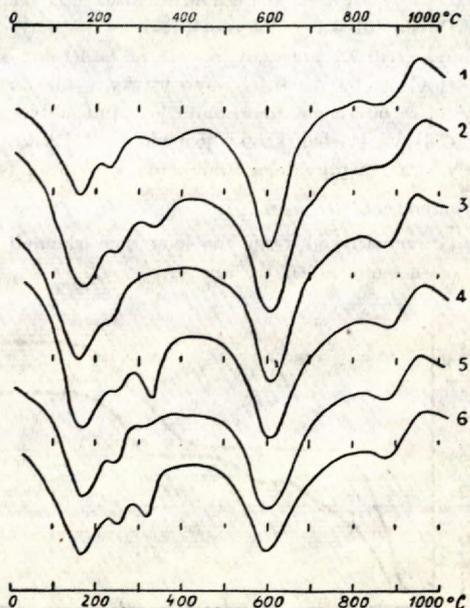
Sivozelený íl (a): krivka DTA má na začiatku hlboký endotermný ohyb s maximom pri 180 °C. Táto endotermná reakcia znamená stratu molekulárnej medzivrstvej vody. Malý endotermný ohyb krivky pri 220—240 °C naznačuje ďalšiu stratu pevnejšie viazanej vody na Ca²⁺ a Mg²⁺ ióny. Druhá endotermná reakcia pri 450—750 °C s vrcholom pri 580 °C predstavuje dehydroxyláciu illit-montmorilonitu a kaolinitu (?). Zakončenie krivky tvorí výraznejšie exotermná reakcia s vrcholom pri 950 °C.

Žltohnedý íl (b): krivka DTA je obdobná ako u sivozeleného ílu. Rozdiel je len pri 370—380 °C, kde krivka prejavuje endotermný ohyb, zapríčinený dehydroxyláciou Fe a Mn-hydroxydov.

U najmenejšej frakcie, získanej plavením prírodnej vzorky zo sivozeleného ílu (c), má krivka DTA trochu odlišný priebeh. Začiatok krivky prejavuje sa pretiahlou hlbokou endotermnou reakciou medzi 100–330 °C s vrcholom pri 180 °C a pretiahnutým ohybom pri 240 °C. Uvedená endotermná reakcia znamená stratu molekulárnej medzivrstevnej vody v štruktúre minerálov a vody pevnejšie viazanej na Ca^{2+} a Mg^{2+} ióny.



Obr. 2. DTA krivky ílov z ťažobnej jamy, Pozdišovce: a) sivozelený íl — prírodná vzorka; b) žltohnedý íl — prírodná vzorka; c) najjemnejšia ílová frakcia < 0,001 mm, získaná plavením sivozeleného ílu.



Obr. 3. DTA ílov z vrtných jadier, Pozdišovce. Hĺbka v m: 1 — 4,0–7,0 m; 2 — 7,0–8,40 m; 3 — 8,40–10,50 m; 4 — 10,50–12,0 m; 5 — 12,0–12,6 m; 6 — 12,6–13,0 m.

Druhá endotermná reakcia, zvlášť výrazná medzi 480–720 °C s vrcholom pri 580 °C, znamená dehydroxyláciu ilit-montmorilonitu. Tretia menšia endotermná reakcia, ktorú nevidieť u predchádzajúcich vzoriek, je pri 830 °C s prechodom do exotermickej reakcie s vrcholom pri 890 °C; charakterizuje rozpad štruktúrnej mriežky a rekrystalizáciu „bezvodných modifikácií“ ilit-montmorilonitu. Po exotermickej reakcii krivka má veľmi slabý klesajúci priebeh, ktorý naznačuje, že ide o väčšiu prímes montmorilonitu než v predchádzajúcich dvoch vzorkách.

DTA ílov z vrtných jadier majú navzájom podobný priebeh. Začiatok kriviek je charakterizovaný hlbokou endotermnou reakciou s vrcholom pri 180 °C, čo je prejavom straty medzivrstevnej molekulárnej vody; druhá endotermná výchylka, v podstate menšia, medzi 220–250 °C predstavuje stratu pevnejšie viazanej molekulárnej vody na Ca^{2+} a Mg^{2+} ióny. Tretia endotermná výchylka medzi 300–400 °C, ktorá je v niektorých vzorkách zvlášť výrazná (u vzoriek č. 4, 6 a 3 s vrcholom pri 340 °C), je spôsobená dehydroxyláciou hydroxydov Fe a Mn. Štvrtá endotermná reakcia, spravidla medzi 500–700 °C s vrcholom pri 600 °C, predstavuje dehydroxyláciu ilit-montmorilonitu. Pred zakončením kriviek je pri 880 °C malá endotermná reakcia, ktorá prechádza do exotermickej reakcie s vrcholom pri 950 °C; charakterizuje rozpad štruktúr-

nych mriežok, hlavne ilit-montmorilonitu, a kryštalizáciu nových vysokoteplotných fáz z rozložených produktov minerálov montmorilonitu (obr. 3) a litu.

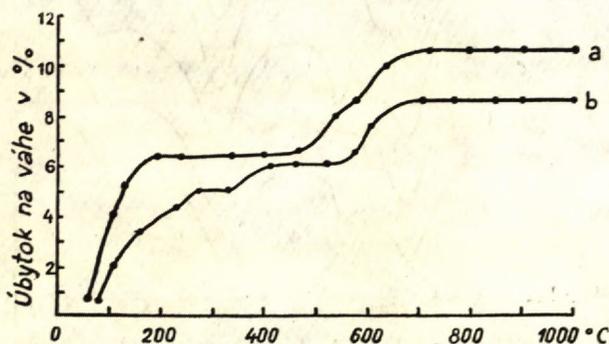
Priebeh DTA-kriviek pozdišovských ílov je veľmi zaujímavý. Na začiatku je hlboká endotermná reakcia s vrcholom pri 180 °C a nato viac, alebo menej výrazný ohyb pri 220–250 °C, čo je typické pre DTA krivky litu a montmorilonitu s medzivrstevnou molekulárnou vodou. Vzorky so zvýšeným obsahom Fe a Mn-hydroxydov majú ešte ďalší endotermný ohyb pri 340 °C.

Ďalšia hlboká endotermná reakcia pri 450–750 °C, s vrcholom spravidla okolo 600 °C, je charakteristická pre dehydroxydáciu minerálov skupiny kaolinitu a litu. Endotermná reakcia pri 700 °C, až na nepatrný ohyb krivky v niektorých zorkách, nie je pozorovateľná; nasvedčovalo by to, že obsah montmorilonitu je veľmi malý.

Celkový priebeh krivky je podobný DTA krivkám, aké uvádza Brinley (1951) pre minerály s tzv. nepravidelne zmiešanou štruktúrou typu IM – ilit-montmorilonitu.

Gravimetrické termoanalýzy

Gravimetrickou termoanalýzou sme skúmali dve vzorky ílu z Pozdišoviec, a to sivozelený íl (a) a žltohnedý íl (b), obr. 4.



Obr. 4. Termogravimetrické krivky ílov, Pozdišovce: a) sivozelený íl, b) — žltohnedý íl.

Priebeh kriviek oboch vzoriek je veľmi podobný. Krivka gravimetrickej termoanalýzy sivozeleného ílu hneď na počiatku medzi 80–300 °C značne stúpa, čo je zapríčinené stratou 6,30 % molekulárnej medzivrstvej vody. Ďalší priebeh krivky medzi 450 až 720 °C vyznačuje sa dvojitým ohybom medzi 480–580 °C a 580 až 720 °C, čo odpovedá strate 4,45 % mriežkovej vody minerálov ilit-montmorilonitu. Produkt po vyžihaní na 1000 °C je svetločervenej farby.

Priebeh krivky žltohnedého ílu súhlasí s priebehom krivky DTA. Obsah molekulárnej vody je 6 %, z toho 1 % pripadá na molekulárnu vodu, pevnejšie viazanú prostredníctvom iónov Ca^{2+} a Mg^{2+} , a 1 % na ióny Fe^{3+} a Mn v limonite a Mn-hydroxydoch. Obsah mriežkovej vody je 2,8 %. Produkt po vyžihaní na 1000 °C je sýtočervenej farby.

Stanovenie sorbčnej kapacity

Hodnoty sorbčnej kapacity boli zistené z 5 g na vzduchu vysušených vzoriek, jemne rozomletých, preosiatych cez sito 0,06 mm, metódou sčítania výmenných katiónov, stanovených analytickým postupom. Z výmenných katiónov boli takto stanovené Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{1+} , ktoré boli predom vytesnené katiónom NH_4^{1+} a vo filtráte potom kvantitatívne stanovené.

Sivozelený íl — a		Žltohnedý íl — b	
Ca^{2+}	19,14 mg ekv/100 g	Ca^{2+}	23,94 mg ekv/100 g
Mg^{2+}	10,8	Mg^{2+}	8,40
K^{1+}	4,7	K^{1+}	4,60
spolu	34,9 mg ekv/100 g	spolu	36,94 mg ekv/100 g

Hlavným výmenným katiónom je Ca^{2+} ión, adsorbovaný hlavne v montmorilonite popri Mg^{2+} a K^{1+} , viazanom aj na ilit.

Stanovenie voľného SiO₂

V Zrníčka voľného kremeňa možno zistiť už pri plavení vzoriek cez sítá > 0,06 mm. Sú to priehľadné i mliečne zakalené, transportom stredne opracované zrníčka. Na rtg. snímkach prírodného ílu sú preto výrazné línie kremeňa. Považoval som preto za potrebné zistiť obsah voľného kremeňa, a to tak, že tento bol prevedený do roztoku digeráciou s 0,5 N NaOH, vždy z dvoch navážok jemne rozotrenej a homogenizovanej vzorky. Po 24 hodinovej digerácii s 0,5 N NaOH sa rozpustilo vo vzorke: sivozeleného ílu (a) 37,9 % SiO₂; žltého ílu (b) 41,0 % SiO₂.

Röntgenografické analýzy

doplňujú predchádzajúce rozbor, hlavne termické, v zistení minerálnej ílovej zložky, predstavovanej ilit-montmorilonitom, tzv. IM-štruktúrou, kaolinitom a kremeňom. Analyzoval som prírodné vzorky sivozeleného ílu a vzorky, získané úpravou sivozeleného ílu plavením, pre získanie frakcie < 0,01 mm, ďalej digeráciou prírodnej vzorky s 0,5 n Na(OH) s použitím etylenglycolu, nakoniec separáciou

Röntgenografické hodnoty

1 (138)		2 (150)		Určenie minerál.
d	I	d	I	
7,16	dif. sl.	7,14	sl.	K
—	—	6,45	sl.	M
—	—	4,438	s.	K, M
4,31	s.	4,31	v. sl.	I, K
—	—	3,843	v. sl.	K
3,70	v. sl.	3,69	v. sl.	I, K
3,32	v. s.	3,33	v. s.	I, Q
2,56	str.	2,56	str.	I, K, M
2,44	sl.	2,44	sl.	I, Q, M, K
2,25	str.	2,28	sl.	I, K, Q
—	—	2,15	sl.	I
2,12	str.	2,12	str.	I, K, Q, M
1,970	sl.	1,984	sl.	I, K, Q
1,816	s.	1,816	str.	M, Q, K
1,652	v. s.	1,652	v. s.	I, K, M, Q
1,620	sl.	1,621	sl.	I, K, M
1,539	s.	1,546	str.	K, Q
1,495	str.	1,495	str.	L, K, M
1,455	v. sl.	1,457	v. sl.	K, Q
1,375	s.	1,375	s.	M, I, Q
1,340	v. sl.	—	—	K
1,287	str.	1,295	str.	I, M, Q
1,256	sl.	1,271	v. sl.	Q
1,224	v. sl.	1,224	v. sl.	K, Q
1,198	sl.	1,198	str.	K, Q
1,183	sl.	1,183	str.	K, Q
1,156	v. sl.	1,156	v. sl.	K
1,081	v. sl.	1,081	sl.	K, Q

montmorilonitu od kaolinitu ako Na-montmorilonit s použitím roztoku Na_2CO_3 a centrifugovaním Na-montmorilonitu od ostatných prítomných ílových minerálov.

Röntgenografické analýzy som vyhotovil použitím $\text{Cu K}\alpha_{1,2}$ žiarenia, Ni-filtra v Debye-Scherrerovej komôrke o \varnothing 64 mm a v niektorých prípadoch na získanie bazálnych reflexií aj metódy na prechod. Výsledky analýz sú na pripojených tabulkách.

Röntgenografické hodnoty

3 (172)		určenie minerál.	4 (177)		určenie minerál.
d	I		d	I	
13,07	str.	M	12,785	str.	M
6,54	s.	M	10,74	v. sl.	I
6,13	str.	M	6,54	s.	M
4,78	v. sl.	?	6,37	s.	M
4,56	sl.	M	6,12	str.	M
4,34	s.	K, I	4,67	v. sl. dif.	?
4,28	sl. dif.	Q	4,22	dif.	Q
3,68	v. s.	I, K	3,676	s.	I, K
3,42	sl.	M	3,32	v. s.	I, Q
3,32	v. s. dif.	I, Q	3,02	v. sl.	I
2,75	v. sl.	K	2,56	str.	I, M, K
2,60	str.	K, I, M	2,44	str.	I, K, M, Q
2,435	sl.	I, M	2,265	v. sl.	I, M, K, Q
2,26	v. sl.	I, M, Q	2,12	str.	I, M, K, Q
2,125	str.	I, M, K, Q	2,01	v. sl.	I, K
2,01	v. sl.	I, K	1,816	v. sl. dif.	Q
1,825	v. sl.	K, M, Q	1,66	s.	I, M, K, Q
1,65	v. s.	M, I, K, Q	1,628	v. sl.	K
1,505	v. sl.	I, M	1,505	v. sl.	I, K, M
1,46	v. sl.	K, Q	1,461	v. sl.	K, Q
			1,375	str.	K, Q

Röntgenografické hodnoty

5 (186)		určenie minerál.	6 (184)		určenie minerál.
d	I		d	I	
4,41	v. sl.	M	4,39	v. s.	K
3,39	v. sl.	I	3,32	v. s.	I
3,02	v. sl.	I	2,56	str.	M, K, I
2,55	str. dif.	M, K, I	1,82	sl.	K
1,66	v. s.	M, K	1,65	v. s.	M, K
1,62	v. sl.	M	1,499	str.	I, K, M
1,505	str.	I, K, M	1,375	str.	I
1,299	sl.	M, K	1,299	sl.	M, K
1,248	v. sl.	M, K	1,248	v. sl.	M, K

Röntgenografické hodnoty

7 (149)		Určenie minerál.	7 (149)		Určenie minerál.
d	I		d	I	
4,43	v. s.	I, M	1,99	sl.	I, K
3,82	v. sl. dif.	K	1,895	sl. dif.	K
3,32	dif. str.	I	1,652	v. s.	I, K, M
3,02	s.	I	1,623	sl.	I, K
2,81	str.	I, M	1,501	str.	I, K, M
2,56	str.	I, K, M	1,297	str.	I, M
2,268	v. sl.	I, K	1,261	sl.	I
2,101	v. sl.	K			

Vysvetlivky:

I = intenzita línií, vizuálne odhadnutá; v. s. = veľmi silná, s = silná, str. = stredná, sl. = slabá, v. sl. = veľmi slabá, dif. = difúzna; minerály: K = kaolinit, M = montmorilonit, I = ilit, Q = kremeň.

1. č. sn. 138 — prírodná vzorka sivozeleného ílu. Zistené minerály: ilit, kaolinit, kremeň, montmorilonit.

2. č. sn. 150 — vzorka sivozeleného ílu, slabo digеровaná s 0,5 N Na(OH). Zistené minerály: kaolinit, ilit-montmorilonit a slabé línie kremeňa.

3. č. sn. 172 — vzorka sivozeleného ílu dostatočne digеровaná s 0,5 N Na(OH). Výrazné sú línie montmorilonitu a ilitu; línie kremeňa, silne difúzne a veľmi slabé.

4. č. sn. 177 — sivozelený íl, digеровaný s 0,5 N Na(OH) + etylglycol. Zistené sú už bazálne línie montmorilonitu $d(001) = 12,785 \text{ \AA}$ a ilitu ($d(001) = 10,74 \text{ \AA}$). Zistené hodnoty nasvedčujú tomu, že ide o nepravidelne zmiešanú štruktúru týchto dvoch minerálov typu IM-štruktúry. Výrazné sú aj ďalšie línie pre tieto minerály.

5. č. sn. 186 — vzorka pripravená zo suspenzie sivozeleného ílu, ktorá centrifugovaním sedimentuje po pridaní 4 % roztoku Na_2CO_3 . Zistili sa línie, poukazujúce na kaolinit typu fireclay.

6. č. sn. 184 — nesedimentujúca frakcia centrifugovaním suspenzie po pridaní 4 % roztoku Na_2CO_3 . Zistené sú oproti predchádzajúcemu prípadu výraznejšie línie ilit-montmorilonitu. Línie kremeňa nie sú už pozorovateľné.

7. sn. č. 149 — najjemnejšia frakcia sivozeleného ílu, o veľkosti častíc $< 0,01 \text{ mm}$. Zistené sú línie ilit-montmorilonitu a kaolinitu. Línie kremeňa sa už neobjavujú, čo svedčí o tom, že kremeň v pozdišovských floch je zastúpený len vo frakciách $> 0,01 \text{ mm}$.

Pozorovania v elektrónovom mikroskope

Elektrónové mikrofotografie z pozdišovského sivozeleného ílu ukazujú hrubo a jemne lístkové agregáty ílových minerálov. Hrubolístkové agregáty pre elektrónové lúče nepriepustné len na okrajoch, majú nepravidelné obmedzenie, charakteristické pre minerály ilit-montmorilonitu, ktorých veľkosť je spravidla väčšia než 1μ . Jemne šupinkovité až lístkovité hypidiomorfné, obmedzené, pre lektkróny priepustné, pseudohexagonálne kryštáliky kaolinitu sú vo frakci $< 0,01 \text{ mm}$ pomerne málo zastúpené.

Aplikácia koloidálne-chemickej metódy Buzagh-Szepesiho pre kvantitatívne stanovenie ílových minerálov v pozdišovských íloch

Metóda Buzagh-Szepesiho vychádza z toho, že je možné kvantitatívne stanovenie ílových minerálov, ak sa vyskytujú v zmesi s inými ílovými a neílovými minerálmi, na základe rozdielnych koloidálne-chemických vlastností týchto minerálov v suspenziách. Tieto vlastnosti (napr. peptizačné schopnosti, stabilita suspenzií a pod.) sú buď vlastné určitým minerálom, alebo ich môžu dodatočne získať vhodnou chemickou úpravou. Využíva sa tu veľkých rozdielov v peptizačných schopnostiach. Najvyššiu peptizačnú schopnosť majú alkalické montmorilonity, ktoré dávajú vysokostabilné suspenzie. Naproti tomu montmorilonity alkalických zemín a H-montmorilonity sú menej stabilné s nízkou peptizačnou schopnosťou. V prírode sa vyskytujú najviac montmorilonity alkalických zemín. Na alkalické montmorilonity sa menia alkalickými uhličitanmi vzájomnou výmenou Ca^{2+} iónov za jednocenné ióny uhličitanov v roztoku suspenzií.

Ostatné minerály, ako kaolinit, kremeň a pod., sú menej stabilné, ťažko sa dajú peptizovať a práve na tomto základe je možné ich oddeliť centrifugovaním od vysokopeptizačných alkalických montmorilonitov.

Röntgenograficky ako aj DTA analýzou bolo zistené, že pozdišovské íly obsahujú z ílových minerálov ilit, resp. ilit-montmorilonit, montmorilonit a kaolinit typu fireclay.

Uplatnením koloidálne-chemickej metódy Buzagh-Szepesiho bolo možné oddeliť stabilnú a dobre peptizujúcu zložku ilit-montmorilonitu od menej stabilnej zložky ilitu, kaolinitu a kremeňa. Necentrifugovateľný podiel obsahoval, ako to bolo röntgenograficky zistené, ilit-montmorilonit a centrifugovateľný, menej stabilný, so značne rozdielnymi peptizačnými vlastnosťami — kremeň, ilit a kaolinit. V necentrifugovateľnom podiele, získanom z vodnej suspenzie ilit-montmorilonitu po vysušení a znovu uvedení do suspenzie s $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$, bolo možné znovu centrifugovaním oddeliť vysokopeptizačnú zložku alkalického montmorilonitu v alkoholickom prostredí od nepeptizujúcej zložky ilit-montmorilonitu v tomto prostredí.

Získané výsledky sú nasledovné (sivozelený pozdišovský íl, expl. jama neďaleko starého cintorína, Pozdišovce):

ilit-montmorilonit	53,97 %
Na-montmorilonit	1,80 %
kremeň, ilit, kaolinit, muskovit	44,23 %
	spolu 100,00 %

Racionálnym rozborom v laboratóriu SVS-keramickej výroby v Michalovciach bolo zistené:

	<i>sivozelený íl</i>	<i>žltohnedý íl</i>
ílovina	64,73 %	62,67 %
kremeň	33,89 %	34,96 %
živec	1,38 %	2,37 %
spolu	100,00 %	100,00 %

V sivozelcnom íle obsah voľného SiO₂ prevedením do roztoku s 0,5 N NaOH činí 37,9 %. Podľa výsledkov rozboru koloidálne-chemickou metódou, ktorou bol zistený necentrifugovateľný podiel kremeňa, ilitu a kaolinitu (44,23 %), pripadá po odpočítaní voľného kremeňa 37,9 % na ilit a kaolinit 6,33 %.

Celkový obsah ílovej substancie je teda $55,77 + 6,33 = 62,10$ %, čo sa približuje hodnote 64,73 % pre ílovú zložku, stanovenú racionálnym rozborom v sivozelcnom íle a najmä hodnote (62,67) pre ílovú zložku stanovenú v žltohnedom íle.

Malé rozdiely je možné vysvetliť tým, že mohlo ísť o rôzne vzorky snáď odobraté aj na rôznych miestach. Pri racionálnom rozbere SVS z Košíc nie je uvedené miesto odberu vzorky ani presnejší popis.

Technologické vlastnosti pozdišovských ílov

Laboratórne technologické skúšky z pozdišovských ílov vykonalo laboratórium keramickej vývojovej skupiny pri SVSZPP Michalovce — Biela Hora. Výsledky tých skúšok použil som sčasti ako doplnok k tejto práci.

Technologické skúšky boli zamerané hlavne na rozborov žltohnedého ílu na výrobu červených dlaždíc, sivozeleného ílu ako pomocnej suroviny pre výrobu kanalizačnej kameniny, ako aj rôznych zmesí ílov z okolitých lokalít, kde pozdišovské íly tvorili jednu zo zložiek.

Výsledky technologických skúšok ílov z vrtu Pe-1, z ktorého pochádzajú vzorky pre mineralogicko-chemické rozborov, vz. č. 1—6, sú nasledovné:

rozrábacia H ₂ O	29,0 %	strata na váhe	
zmrštenie sušením	8,5 %	pálením pri 1150 °C	5,97 %
celkové zmrštenie		zvyšok na site	7,02 %
pálením pri 1150 °C	10,97 %		

Vypalovacia farba je tehlovo- až tmavočervená. Nasiaklivosť pri 1150 °C sa pohybuje v medziach 0,86—3,96 %. Zaujímavé je, že nasiaklivosť rastie smerom do hĺbky ložiska. Silne plastické časti ílu sú veľmi citlivé na sušenie, čo sa prejavuje zvýšenými hodnotami zmrštenia po vysušení (cca 9,0 %).

Väčšina vzoriek po vypálení na teplotu 1250 °C sa viac-menej natavovala a expandovala.

Ako vidieť z technologických skúšok, prejavujú sa u pozdišovských ílov určité nepriaznivé vlastnosti, a to citlivosť na sušenie, dosť značné zmrštenie sušením, pri pálení na 1125 °C príznaky natavenia a expandácie a pomerne značná nasiaklivosť. Tieto nepriaznivé vplyvy sú určované samotným minerálnym zložením a zmenami ich percentuálneho zastúpenia. Pozdišovské íly nie sú monominerálne íly, ale obsahujú hlavne ilit-montmorilonit, kaolinit fireclayového typu a kremeň. Variabilné kvalitatívne zastúpenie týchto minerálnych zložiek prejavuje sa na výsledkoch technologických skúšok. Ilit-montmorilonit zvyšuje plastičnosť ílu, ale značným podielom adsorbčnej vody nepriaznivo vplyva na sušenie vzoriek a spôsobuje značné zmrštenie. Expandujúce účinky a značnú nasiaklivosť po vypale pri 1250 °C spôsobuje ilit-montmorilonit vytvorením jemných pórov po dehydroxylácii týchto minerálov.

Natavovanie už pri 1250 °C a s tým spojená nízka žiaruvzdornosť je v priamej súvislosti s obsahom ilit-montmorilonitu, ktorý je nositeľom alkalických a alkalicko-zemitých prvkov, hlavne K, Ca, Mg, ktorých obsah značne vplýva na zníženie žiaruvzdornosti a na natavovanie pri pomerne nízkych teplotách.

Genéza pozdišovských ílov

Podložie ílov tvoria horniny flyšového pôvodu — sivohnedé a hnedoškvrnité piesky, štrkopiesky premenlivého granulometrického zloženia. Na nerovnom povrchu týchto štrkopieskov leží vlastné ložisko ílov sivej farby, druhotne sfarbené do okrovohneda hydroxydmi Fe a Mn. V najmocnejších úsekoch ložiska sa zachovala pôvodná sivá farba ílov. Íly sú väzné, plastické, obsahujú piesčitú prímes. Piesčitosti pribúda smerom od povrchu ložiska k jeho báze.

Samotnú výplň ložiska ílov z Pozdišoviec tvorí zmes minerálov psamitického a pelitického charakteru. Psamatickú zložku predstavuje hlavne kremeň (až 90 perc.), živec (5 %), ílovité konkrécie Fe a Mn hydroxydov (20 %), muskovit (5—10 %), glaukonit a vzácne vystupujú granát, biotit, zirkón, pochádzajúce zväčša z flyšových hornín. Recentné sú ílovité konkrécie Fe a Mn hydroxydov. Pelitickú zložku tvoria ílové minerály, hlavne ilit-montmorilonit a kaolinit typu fireclay. Pelitická zložka tvorí podstatnú časť pozdišovských ílov, v priemere okolo 60 %. Ilit-montmorilonit predstavuje resedimentovaný eluviálny materiál z paleogénnych sedimentov. Nepatrné množstvo montmorilonitu je pravdepodobne viazané na postupný rozklad vulkanických ryolitových hornín pemzovitého charakteru. Kaolinit môže pochádzať z paleogénnych bridlíc i z produktov vetrania vulkanických hornín.

Nad vlastným ložiskom leží poloha „pozdišovských“ štrkov. V ich nadloží ležia polohy sprašových hĺn pleistocénneho (?) veku. Vznik pozdišovských ílov je viazaný na obdobie resedimentácie pozdišovských štrkov. Sedimentačný cyklus je predstavovaný nielen transgresívnou etapou pliocénnej sedimentácie, ale aj etapou stagnantnou a regresívnou.

Transgresia pliocénneho jazera sformovala súvrstvie štrkopieskov a pieskov v podloží ílových sedimentov. Povrch dna vodnej panvy po zdržaní transgresívnej etapy bol mierne zvlnený. V depresiách reliéfu v obdobiach kludu — v stagnantných obdobiach — začali sa usadzovať íly, ktoré tvoria dnešné ložisko. Potom nastala regresia vodnej hladiny, ktorá spôsobila eróziu na povrchu ložiska a viedla k sedimentácii štrkových polôh.

Samotné ložisko ílov má tvar šošoviek s úklonom k východu. Tektonicky je neporušené: styk ložiska ílov s nadložím je diskordantný.

Záver

Pozdišovské keramické íly, ktoré slúžia ako surovina pre výrobu ľudovej keramiky v Pozdišovciach, tvoria spolu so štrkovou formáciou regionálne značne rozšírenou nedeliteľný celok vrchnopanónskeho veku. Ťažené íly s vodou dávajú dobrú tvárniteľnú hmotu. Základná farba ílov je sivozelená, druhotná žltá až žltočervená, vypaľovacia červená.

V podstate ide o polymiktný íl psamiticko-aleuritový (35), zložený z minerálov illit-montmorilonitu (54), montmorilonitu (1,8), kremeňa, illitu a kaolinitu (44,2). Psamiticko-aleuritovú zložku tvoria hlavne kremeň (90), živec (5), konkrécie Fe a Mn hydroxydov, muskovit, granát, glaukonit, biotit a zirkón.

Vznik ílov je viazaný na stagnantné obdobia sedimentácie štrkov v miernych depresiách v podobe šošoviek. Predstavujú resedimentovaný eluviálny materiál z paleogénnych sedimentov okolitých oblastí. Počas technologického spracovania sú citlivé na sušenie, kedy prejavujú značné zmrštenie a pri pálení už pri 1250 °C objavujú sa príznaky natavenia, expandácie a pomerne značná nasiaklivosť.

*Laboratórium pre výskum nerastných surovín
Baníckej fakulty Vysoké školy technickej
v Košiciach*

LITERATÚRA

- [1] Brindley G. W. (1951): The kaolin mineral, X-ray identification and structure of the clay minerals. Min. Soc. of Great Britain. — [2] Buzágh A. — Szepesi K. (1955): Über eine kolloid-chemische Methode zur Bestimmung des Montmorillonits in Bentoniten. Acta Chim. Acad. Sci. Hung. 5. — [3] Janáček J. (1959): Stratigrafie, tektonika, paleogeografie neogénu východného Slovenska, Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [4] Levinson A. A. (1955): Studies in the mica group polymorphism among illites and hydrous micas. Am. miner. vol. 40. — [5] Michejev N. I. (1957): Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Gos. nauč. tech. izd., Moskva. — [6] Mišík M. (1954): Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume neogénu úpätia Prešovsko-tokajských hôr. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [7] Plicková E. (1960): Tradícia ľudového hrnčiarstva, Naša veda, roč. 7. — [8] Slávik J. (1961): Záverečná zpráva o výpočte zásob — Pozdišovce. Geol. prieskum n. p., Turč. Teplice.

Tab. X

Obr. 1 (vz. 138). Roentgenový diagram prírodnej vzorky sivozeleného ílu z Pozdišoviec (ilit, kaolinit, kremeň, montmorilonit). — Obr. 2 (vz. 150). Roentgenový diagram sivozeleného ílu, slabo divergovaného s 0,5 N Na(OH). Pozdišovce (ilit, montmorilonit, kaolinit). — Obr. 3 (vz. 172). Rtg. diagram sivozeleného ílu, dostatočne divergovaného s 0,5 N Na(OH), Pozdišovce (ilit, montmorilonit). — Obr. 4 (vz. 177). Rtg. diagram sivozeleného ílu, digerovaného 0,5 N Na(OH) + etylenglycol (montmorilonit, ilit). — Obr. 5 (vz. 186). Rtg. diagram frakcie, sedimentovanej na centrifúge po pridaní 4 % Na_2CO_3 zo sivozeleného ílu (kaolinit-fireclay).

Tab. XI

Obr. 1. (vz.184). Rtg. diagram nesedimentujúcej frakcie na centrifúge po pridaní 4 % Na_2CO_3 zo sivozeleného ílu (ilit-montmorilonit). — Obr. 2 (vz. 149). Rtg. diagram najmenejšej frakcie sivozeleného ílu (ilit-montmorilonit, kaolinit). — Obr. 3. Čierne pórovité konkrécie Mn hydroxydov v pozdišovských íloch, zv. 10×. — Obr. 4. Gulíčkovité ílovito-limonitové konkrécie v pozdišovských íloch, zv. 10×. — Obr. 5. Žltohnedé limonit-ílovité konkrécie gulíčkovitých a trubičkovitých tvarov v pozdišovských íloch; zv. 10×.

Tab. XII

Obr. 1 (vz. 172). Rtg. diagram sivozeleného ílu, dostatočne digerovaného 0,5 N Na(OH) (montmorilonit). Typ komôrky na prechod. — Obr. 2 (vz. 177). Rtg. diagram sivozeleného ílu, digerovaného 0,5 N Na(OH) + etylenglycol (ilit-montmorilonit). Typ komôrky na prechod. — Obr. 3. Elektronová mikrosnímka najmenejšej frakcie 0,01 mm sivozeleného ílu (ilit-montmorilonit, kaolinit, kremeň).

BLAHOSLAV ČÍČEL

ON THE PROBLEM OF BOND STRENGTH OF OH GROUP
IN LAYER SILICATES

Abstract. On the ground of experimental data, problems given by W. D. Johns, E. C. Jonas' (1954) work, have been discussed. We have found some quantitative relations between tetrahedral substitution and dehydroxylation temperature on the base of DTA and GTA curves.

Conception explaining the results has been presented. It has been pointed out that one tetrahedral substitution influences 3,5-7 Me^{VI}-OH bonds. Further the infinite number of bond energies of a bond under discussion has been proved as well as the area in which dehydroxylation takes place in two separated degrees.

The influence of exchangeable cations and dioctahedral and trioctahedral character of minerals upon the bond in question, have been briefly discussed, too.

Silicates with continuous layers of SiO_4^{4-} tetrahedra may be divided into two groups according to their structure. The first group is represented by minerals with structure formed by one layer silico-oxygen tetrahedra and by one layer of octahedra in the middle of which bivalent and trivalent cations of metals are located, first of all those of Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} . The mutual bond of both layers is provided by apical oxygens of tetrahedra common to both layers. The lattice of the second group of layer silicates is built up from two layers of tetrahedra connected with the octahedra layer by their apical oxygens from both sides. It is characteristic for both types of layer silicates that in their structure hydroxyl groups are always present.

Extensive isomorphous substitutions in the lattice cause variability of form of minerals and their properties. In the pyrophyllite-muscovite series, substitution of Si^{4+} for Al^{3+} is increased to elementary cell within 0-2 ions of Al^{3+} . Values of the substitution of Si^{4+} by Al^{3+} in coordination IV may be yet higher (e. g. brittle micas may reach even values of 4 Al^{3+} cations for an elementary cell). Of course, degree of substitution as well as the sort of cations that are substi-

tuted in the coordination IV (in tetrahedra) and in the coordination VI (in octahedra) influence remarkably the distribution of bond energies in the lattice of minerals and consequently, also the bond strength of the hydroxyl group.

Mutual substitution of ions with different valence (charge) leads to differences in number of positive and negative charges. These differences are balanced by cations located in the interlayer space. The sort and the distribution of the compensating cations may also significantly influence distribution of bond energies in the lattice.

W. D. Johns, E. C. Jonas (1954) made qualitative judgement of the character of bonds in the three-layer silicates. They applied their results to the problem of energy of the hydroxyl group bonds and considered the question of dehydroxylation temperature, too. L. Pauling (1948) studied problems of chemical bond generally as well as particularly with respect to bonds in silicates. W. S. Fyfe (1954), J. Verhoogen (1958) and others considered the problem from the quantitative point of view. The present work concerns some problems following from W. D. Johns and E. C. Jonas's (1954) conclusions.

The above authors point out that in the majority of studies changes of physical properties connected with substitution are explained by its effect on the nearest ions forming the inner coordination system of the position which the substitution took place in. The authors show that the influence of substitution is more extensive, that it does not reach only the inner coordination system but also the more distant ions. It is necessary to follow the influence when studying changes of physical properties. In the above work, W. D. Johns, E. C. Jonas (1954) consider the influence of the substitution of Si^{+4} by Al^{3+} ion in the tetrahedra upon the state and relation of anions and cations in the octahedra layer. They describe sequence of ions in the structure as follows: $(\text{Si}, \text{Al})^{\text{IV}}-\text{O}-(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})^{\text{VI}}-\text{OH}$ and study the problem of polarization of the formal bond. They assume that it is just this sequence which is decisive for the bond strength of the hydroxyl group. Influence of the second highly charged ion present is only partial, secondary. Both authors point out the existence of two dehydroxylation extremes with specimens that were proved as containing no other minerals except montmorillonite. The authors explain the fact as follows: „Theoretical considerations suggest that two different types of cation-hydroxyl linkages are involved. Statistically distributed tetrahedral substitutions would affect all cation-hydroxyl bonds and result in an over-all lowering of the temperature necessary for dehydroxylation and would give a single abnormally low-temperature thermal peak (e. g. nontronites and illites). If, however, the substitutions were not statistical but were concentrated in such a way that certain montmorillonite layers show high substitution and others show little or none, two distinct types of cation-hydroxyl linkages with bond strength of two orders would result, and two distinct peaks would appear on the thermal trace.“ Further „... two distinct reactions must indicate a considerable difference in composition of silicate layers of the two components.“

From what has been told, it follows, that:

1. At the existence of statistic distribution of substitution gradual decrease of the peak temperatures corresponding to the increasing number of Al^{3+} in the coordination IV, must exist, too.
2. The existence of non-statistic substitution with two different sorts of silicate layers should be supposed.
3. Distribution of minerals with two separate deviations on the thermal curve is independent upon the degree of substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ions in coordination IV, as soon as the degree of substitution reaches certain minimum value.
4. There exist two different types of cation-hydroxyl sequences, i. e. two bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond exist, too.

Summary of Experimental Results

Dates about a number of montmorillonites such as known mineralogic composition, chemical analysis, magnitude of the substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ion in coordination IV, and dehydroxylation temperatures found by DTA method, have been taken out of the literature, in some cases, also as well as the published results of thermogravimetric analyses. In the first part, results of chemical analyses and of the recalculation of mineralogic composition as well as their comparison with DTA results have been presented. The second part contains the study of dehydroxylation curves. A short note about the influence of exchangeable ions is the content of the third part.

1. DTA Curves

If W. D. Johns and E. C. Jonas' (1954) conclusions should be valid then there must be a whole row of average bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond, their, influence necessarily manifesting itself in gradual decrease of dehydroxylation temperature in dependence upon the increase of substitution in the tetrahedron layer. The present work is to verify the dependence by means of experiment material. Table I shows chemical analyses of montmorillonites. Majority of them has been collected by C. S. Ross, S. B. Hendriks (1954). Some analyses have been published by J. A. Pask, B. Davies (1945), J. W. Earley, B. B. Osthaus I. H. Milne (1953), B. B. Osthaus (1955), N. I. Gorbunov (1955), J. Konta (1957), V. Radzo (1957). The extent of substitution has been taken over from works by C. S. Ross, S. B. Hendricks (1945), J. W. Earley, B. B. Osthaus, I. H. Milne (1953) and B. B. Osthaus (1955). The rest of analyses has been recalculated by means of W. P. Kelley's (1955) method. Data about dehydroxylation have been further taken from R. E. Grim, R. A. Rowland (1942 a, b), R. E. Grim, W. F. Bradley (1948), W. F. Bradley, R. E. Grim (1951), J. W. Earley, B. B. Osthaus, J. V. McVeagh (1953) and E. C. Jonas' (1955) publications. Figures 1, 2, 3, 4 show the curves. Fig 4 shows curves taken over from the work by N. I. Gorbunov (1955).

Problems of preciseness and correctness of analyses and their influence upon the results of mineralogic interpretation as well as method of interpretation are beyond the frame of this work. They have been solved by e. g. S. B. Hendricks, C. S. Ross (1941), C. S. Ross, S. B. Hendricks (1945), W. P. Kelley (1945), W. G. Schlecht (1951), H. W. Fairbairn (1953), W. P. Kelley (1955), E. L. P. Marcy (1956), L. H. Ahrens (1957) and by others. Table 2 gives data about dehydroxylation temperature according to DTA curves arranged in dependence upon the increasing substitution of $(\text{Si}^{4+})^{\text{IV}}$ by $(\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}$. Dehydroxylation temperature is represented by temperature of the peak of DTA curve. Character of peak is marked there, too. Letter V indicates distinct endotherm peak with deductable temperature of the extreme. Letter Z indicates the change of the zero position. Dehydroxylation temperature is then represented by the value of the medium between the beginning and the ending. On the table we may see that there are two areas of dehydroxylation temperatures for montmorillonites, i. e. the lower within 500—570 °C, the higher one within 640—750 °C; further there are three zones: mont-

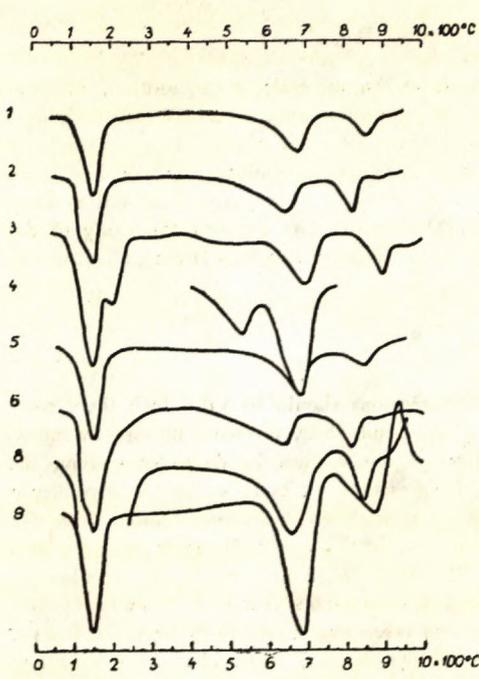


Fig. 1. DTA curves of montmorillonites

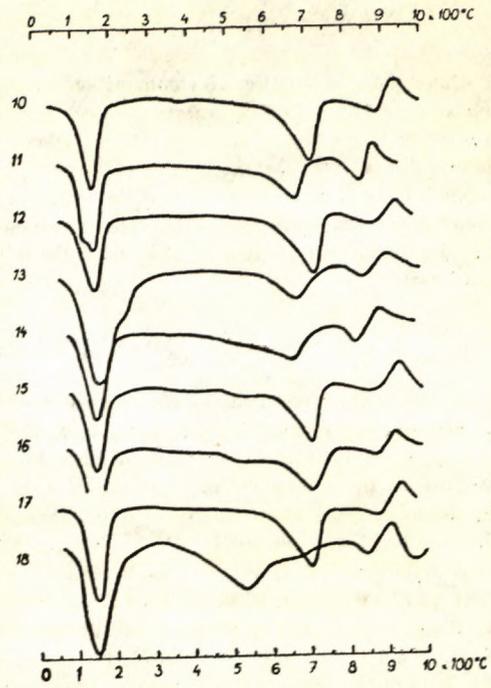


Fig. 2. DTA curves of montmorillonites

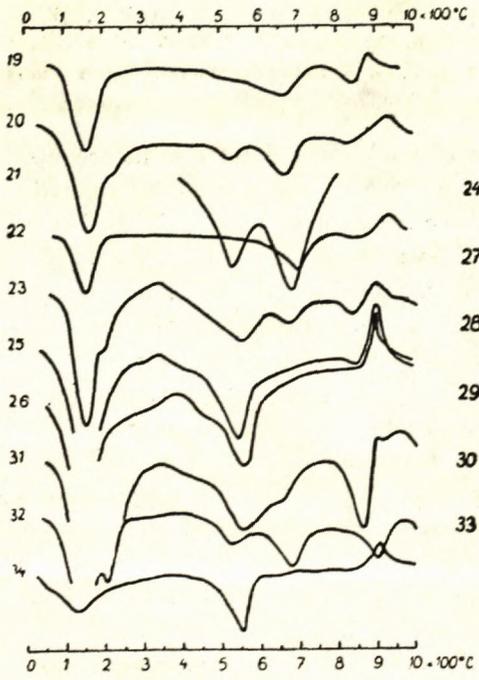


Fig. 3. DTA curves of montmorillonites

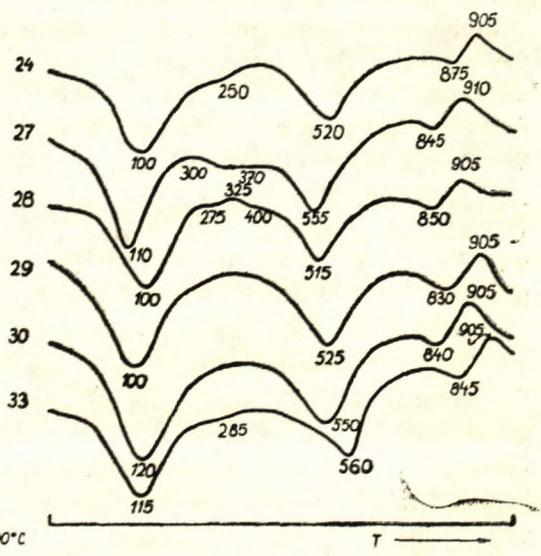


Fig. 4. DTA curves of montmorillonites

morillonites with substitution in tetrahedron layer within 0,07—0,36 (14 specimens) have their extremes of DTA curve at higher dehydroxylation temperature. In the whole zone there is only 1 sample with lower dehydroxylation temperature (sample 4). The second zone is formed by samples with substitution within 0,40—0,72 (10 samples) either with higher dehydroxylation temperature (samples 17 and 22) or only with lower one (sample 24). The rest of samples have both dehydroxylation temperatures. The third group is represented by montmorillonites with substitution of $(\text{Si}^{4+})^{\text{IV}}$ by $(\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}$ within 0,92—1,57 (10 samples). Two of them have both degrees of the dehydroxylation on DTA curves (samples 31 and 32), while the rest dehydroxylate only at lower temperatures.

Since there have been no data about montmorillonitic minerals as far as 0,72—0,92 $(\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}$ substitution is concerned; the upper limit of the zone in which both dehydroxylation temperatures occur side by side, could not be determined more precisely. It is interesting to notice that among about 100 analyses only one had a value belonging to this area (0,86).

In table I the ratio Si:Al is presented for each analysis. Comparison of results shows that general tendency of Si:Al ratio is decreasing in direction of substitution increase. The value of the ratio is 5,05 in the first zone, separate values move within 5,77—4,06. In the second zone the average value is 4,25, separate values are 4,74—2,86. In the third zone arithmetical mean of the ratio is 3,36, separate values — 4,22—2,72. According to I. D. Sedlecký's (1945) nomenclature the first zone corresponds to montmorillonite 5, the second — to montmorillonite 4, the third — to montmorillonite 3 or to beidelite. Since border-lines between the zones are not determined for the ratio Si:Al (three analyses in the first zone have smaller ratio Si:Al than is the highest value in the second zone. In the second zone, 7 analyses have higher ratio Si:Al than the lowest value in the first zone. Similar situation is that one between the second and the third zones), the ratio may be used only as a very rough criterion for the estimation of the substitution degree.

When analysing the cause of the temperature fluctuation at deviation extreme on DTA curve that has been chosen as a measure of bond strength of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ in the first closure point; we may notice that dehydroxylation temperature being lower, the values differ from one another in 70 °C. Between the upper limit of the lower temperature and the lower limit of the higher temperature the difference counts 70 °C. Extremes of higher dehydroxylation temperature deviations have 110 °C diapason. Most of the samples is in the diapason of 75 °C.

Conditions of DTA may cause the maximum dispersion about ± 10 °C (various authors give values 640—650 °C for sample 2 and 6). Even if deviations caused by method were greater by various authors, such a great fluctuation with various samples studied under the same conditions could not be explained

Table 1
Chemical Analysis of Montmorillonites

	1	2	3	5	6	7	8	9	13	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	65,21	63,04	52,09	63,42	50,30	50,20	61,16	61,47	50,27	60,69	59,30	61,12	49,55	58,60	47,02	48,60
Al ₂ O ₃	19,13	18,44	18,98	19,44	15,96	16,19	20,38	22,17	21,05	22,40	20,40	23,10	17,78	20,64	13,90	20,03
Fe ₂ O ₃	1,07	1,20	0,06	1,87	0,86	4,13	3,66	4,32	21,05	5,67	7,74	4,37	6,61	4,89	7,52	1,25
FeO			0,00													1,13
MnO	0,03	0,01	0,06				0,03	st.		0,00	0,07	st.		0,03	0,11	0,16
MgO	4,75	7,30	3,80	5,00	6,53	4,12	4,52	2,73	2,22	1,87	2,40	2,500	3,24	4,00	2,89	5,24
CaO	0,04	0,08	3,28	0,11	1,24	2,18	0,14	0,14	2,37	0,00	0,03	0,24	0,00	0,64	2,98	1,72
K ₂ O	0,14	0,02		0,08	0,45	0,16	0,04	0,03	0,65	0,13	0,66	0,04		0,07	0,96	
Na ₂ O	3,90	3,40		3,46	1,19	0,17	3,70	3,18	0,39	2,50	2,52	2,90		3,00	2,78	
TiO ₂	0,14	0,14		0,32		0,20	0,37	0,09	0,39	2,50	2,52	2,90	0,58	0,57	2,78	
P ₂ O ₅	st.	0,05		0,04			0,03	0,02	0,22	0,19	0,76	0,09		0,02		
H ₂ O -			14,75		23,61					st.	0,14	0,05				
H ₂ O +	5,83	6,47	7,46	6,15		15,58			17,99				15,45		15,25	21,52
	100,06	100,15	100,48	99,89	100,14	7,57	6,40	6,02	4,00	6,61	6,25	5,84	6,88	7,63	4,97	21,52
Si: Al Soluble	5,32	5,77	4,65	5,24	5,34	100,50	100,43	100,17	99,16	100,06	100,27	100,25	100,09	100,09	99,51	98,52
SiO ₂	8,00	3,92		8,40		5,29	5,06	4,57	4,06	4,45	4,74	4,28	4,70	4,62	2,86	4,16
Soluble							5,80	3,59		7,88	6,59	6,74		8,00		
Al ₂ O ₃	0,86	1,02		2,25			1,71	0,64		2,25	1,58	1,50		2,08		

Table 1.
Chemical Analysis of Montmorillonites
Continued

	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	71,60	47,28	57,72	46,04	48,05	57,08	55,95	56,53	55,36	46,95	45,12	53,91	45,30
Al ₂ O ₃	15,75	20,27	20,36	22,60	23,01	28,53	22,49	24,82	27,47	27,26	28,24	29,92	31,40
Fe ₂ O ₃	3,78	8,68	13,36	5,48	6,67	5,90	12,98	11,89	8,91	2,26	4,12	12,06	7,30
FeO				0,25							0,32		
MnO	st.		0,04			0,02	st.	0,03	0,02	0,01		st.	
MgO	0,97	0,70	3,65	1,85	2,14	4,34	3,90	3,29	2,98	1,39	2,32	2,53	
CaO	0,07	2,75	1,29	1,26	1,52	0,18	0,93	0,00	0,52	0,00	0,88	0,51	
K ₂ O	0,09	st.	1,72	2,25	1,04		2,56	2,16		0,36			
Na ₂ O	1,88	0,97	0,11	st.	0,21		0,07	0,00		0,20			
TiO ₂	0,24			0,40						0,00			0,50
P ₂ O ₅	0,04		0,19			0,06	0,22	0,35	0,23	0,03		0,24	
H ₂ O -		19,72		10,00	6,14					11,10			
H ₂ O +	5,34			9,86	10,46					10,55	18,72		10,90
	-99,76	100,37	99,27	99,99	99,24	94,87*	99,94	99,17	96,13*	100,43	99,40	99,75*	95,40
Si: Al	3,82	4,00	4,82	3,46	3,55	3,38	4,22	3,87	3,42	2,72	2,81	3,06	3,08
Soluble SiO ₂	29,90												
Soluble Al ₂ O ₃	0,68												

* Analysis: 27 SO₃ 0,76; 30 SO₃ 0,64; 33 SO₃ 0,58.

by them. Differences in dehydroxylation temperatures may be caused only by differences in the bond strength of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$. The fact, that according to DTA results they are arranged into two greater temperature zones shows that in the sequence of increasing substitution of Si by Al in coordination IV there is

Table 2.
Tetrahedral substitution and dehydroxylation
Temperatures of Montmorillonites

	Koord. IV.		T	Ch	T	Ch	T	Ch	Locality
	Si	Al							
1	7,93	0,07	—		680	V			St. Rita
					750	V	850	V	New Mex.
2	7,90	0,10	—		650	V	820	V	Otay California
3	7,88	0,12	—		700	V	900	V	Tatatila Mexiko
4	7,88	0,12	530	V	700	V	n.		Tatatila Mexiko
5	7,88	0,12	—		690	V	845	V	Polkville Miss.
6	7,80	0,20	—		640	V	810	V	Otay, California
7	7,78	0,22	—		690	V	845	V	Polkville, Miss.
8	7,76	0,24	—		660	V	860	V	Chambers Ariz.
9	7,76	0,24	—		690	V	880	V	Clay Spur Wyo.
10	7,74	0,26	—		710	V	890	V	Belle Fourche, Juž. Dak.
11	7,70	0,30	—		685	V	845	V	Chambers Ariz.
12	7,68	0,32	—		715	V	885	V	Clay Spur Wyo.
13	7,66	0,34	—		680	V	850	V	Fintice, ČSSR
14	7,64	0,36	—		660	V	830	V	Plymouth Utah.
15	7,60	0,40	500	Z	710	V	880	V	Little Rock Ark.
16	7,56	0,44	545	Z	705	V	870	V	Amory Miss.
17	7,54	0,46	—		715	V	885	V	Belle Fourche, Juž. Dak.
18	7,52	0,48	540	V	680	Z	840	V	Twin Falls Idaho
19	7,46	0,54	540	Z	675	V	830	V	Plymouth Utah
20	7,45	0,55	530	V	680	V	830	V	Braňany, ČSSR
21	7,44	0,56	530	V	690	V	nest.		Montmorillon, Francia
22	7,30	0,70	—		705	V	875	V	Merrit Brit. Col.
23	7,28	0,72	540	V	670	V	850	V	Beidell, Colorado
24	7,28	0,72	520	V	—		875	V	Kamenná step, USSR
25	7,08	0,92	550	V	—		850	V	Fairview, Utah
26	7,06	0,94	570	V	—		—		Wagon Wheel Gap, Col.
27	7,06	0,94	555	V	—		845	V	Rostov. reg. USSR
28	7,05	0,95	515	V	—		850	V	Kamenná step, USSR
29	7,05	0,95	525	V	—		830	V	Poltava reg., USSR
30	6,99	1,01	550	V	—		840	V	Rostov reg. USSR
31	6,92	1,08	560	V	740	Z	870	V	Pontotoc, Miss.
32	6,70	1,30	530	V	680	V	890	V	Nashville, Arc.
33	6,48	1,52	560	V	—		845	V	Rostov reg., USSR
34	6,43	1,57	545	V	—		—		Namiquipa, Chihuahua, Mexiko

a border-line or a narrow border area where energetic situation of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ is remarkably changed. The border-line is situated in the place of substitution 0,36—0,40 and its upper limit is between 0,72 and 0,92 Al^{3+} in coordination IV. The arrangement into two temperature areas affirms conclusions about probable frequency of the separate bond energies of the $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond as they will be discussed later on.

Further we shall try to show whether at least within the limits of both dehydroxylation temperatures it will be possible to find tendency of their decrease with increasing substitution.

Fig 5 shows dehydroxylation temperatures in dependence upon the amount of Al^{3+} in coordination IV. Arithmetical mean of dehydroxylation temperatures within 640—750 °C is 690 °C. Nine samples have dehydroxylation temperatures below this point. Data have been equally divided all, over the extent of substitutions on both sides of the average temperature. In the area of 0,07—0,72 Al^{3+} in coordination IV any tendency to the decrease of dehydroxylation temperature cannot be seen. The average dehydroxylation temperature for samples 1—4 is 696 °C, for samples 10—14 — 690 °C, for samples 21, 22, 23, 31, 32 — 697 °C. Arithmetical mean of all the measurements of lower dehydroxylation temperature is 538 °C. Upward from the mean temperature there are 10 values, downward from the mean temperature there are 9 values. Within the substitution 0,40—1,57 Al^{3+} in coordination IV no tendency of decrease in dehydroxylation temperature may be seen. The average of samples Nr. 4, 15, 16, 18, 19 is 531 °C. The average of samples 23—27 is 547 °C, that of the last 5 samples (30—34) is 549 °C.

Finally, it may be concluded, that the experimental data show:

1. that the substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ion in coordination IV influences the decrease of dehydroxylation temperature. The decrease takes place within narrow limits of values of the above substitution;
2. that there is no tendency of gradual decrease of dehydroxylation temperature with the increasing substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ion;
3. that such tendency of decrease does not exist in separate dehydroxylation areas;
4. that the existence of two separated endotherm peaks with montmorillonites is bond to the narrow zone of substitutions of Si^{4+} by Al^{3+} ion; one border-line of the zone being 0,36—0,40 Al^{3+} in coordination IV and the second one in the area of 0,72—0,92 Al^{3+} in coordination IV.

The results will be discussed in detail in the summary.

2. Dehydroxylyzation Curves

According to W. D. Johns, E. C. Jonas' (1954) opinions, in layer silicates there exist two different types of cation-hydroxyl sequences. That means that there are only two bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond. Then in each case of substitution both types must exist in certain ratio representation. Let us suppose that — in agreement with the results presented — some sort of bond will not appear on DTA curve till it is not represented in sufficient amount. 5 % of bonds will do for the sequence $\text{Al}^{3+}-\text{O}-\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ to appear. Sequence of $\text{Si}^{4+}-\text{O}-\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ will stop appearing latest at 0,92 content of Al^{3+} in coordination IV, i. e. by the content of 88,5 % of formal bonds of this type. Thus almost 18 times greater number of bonds with Si^{4+} should stop thermal manifestation in coordination IV and the amount of warmth consumed in dehydroxylyzation should be almost 18 times greater than the amount of warmth consumed in the same process at higher dehydroxylyzation temperature. It is doubtless, however, that if in montmorillonite there exist more than 80 % of $\text{Si}^{4+}-\text{O}-\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bonds, they must manifest themselves on dehydroxylyzation curve by respective weight decrease (80 % of all the water lost at dehydroxylyzation).

Closer study of DTA curves shows that dehydroxylyzation in the form of endotherm peak takes about 200–250 °C; but only peak temperature being deducted as temperature of dehydroxylyzation. We have found that on DTA curves two areas of peaks exist. To a certain extent it would correspond to W. D. Johns, E. C. Jonas' (1954) opinions about the existence of only two bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond. Here should be solved also the problem whether after disappearing of high-temperature endotherm deviation dehydroxylyzation proceeds in two degrees, corresponding to two supposed bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond. Further it is necessary to solve the question of number of the existing bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond and finally, to study the frequency of separate bond energies of the above bond.

It has been known that dehydroxylyzation temperature on DTA curves depends upon the method, used, to a certain extent. Correct data could be found only in the case of balance at each temperature measured. As J. W. Earley, I. H. Milne, W. J. McVeagh (1953) show, dehydroxylyzation of the Plymouth montmorillonite takes place within the temperature exceeding 200 °C in the case of balance. It takes place within the same temperature interval, the dynamical method being used, too. Then also data about temperature diapason of dehydroxylyzation found by dynamical method may be used for the study. It is known, that dehydroxylyzation takes place when kinetic energy of the thermal movement of ions in the lattice is equal to the energy of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond. Temperature of dehydroxylyzation may be then considered as the measure of the strength of the bond mentioned. C. S. Ross, S. B. Hendricks (1945) suppose that the

hydroxyl water is lost at temperatures even lower than 300 °C and their curves have their ending by 800 °C. The loss of hydroxyl water covers the area of 500 °C. Curves presented by J. W. Earley, I. H. Milne, W. J. McVeagh (1953) have similar character. Limits of temperatures in which dehydroxylation

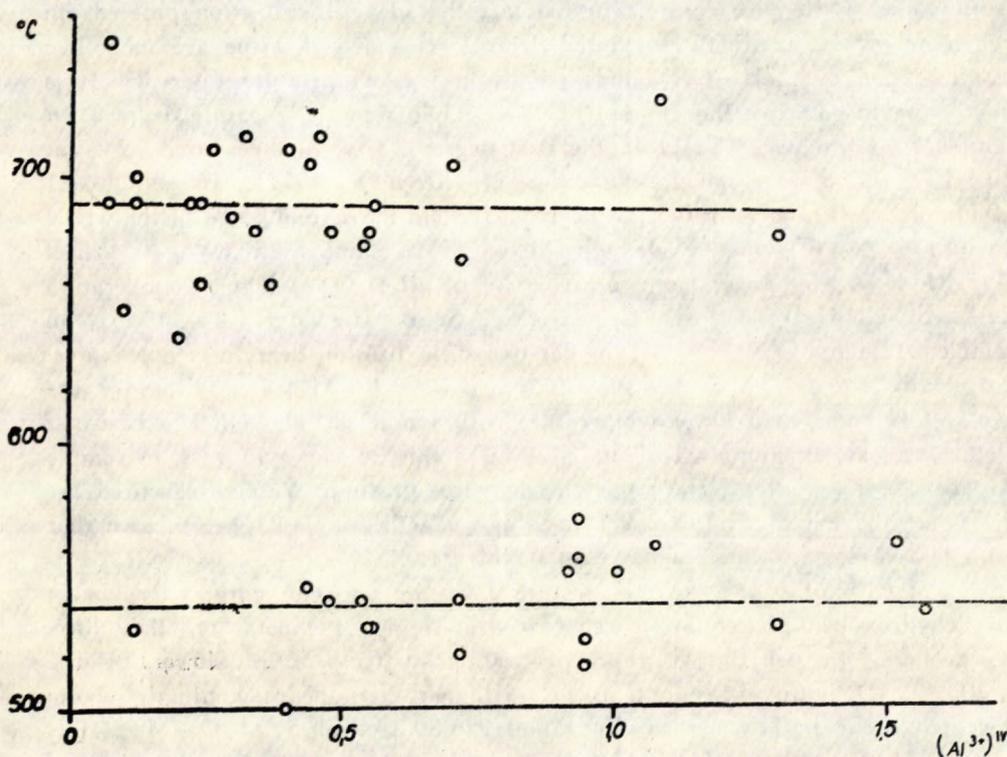


Fig. 5. Dehydroxylation peak temperatures of montmorillonites with various tetrahedral substitution.

takes place always exceed 200 °C. All curves of the thermogravimetric analysis published by the above authors, have degree of substitution of Si⁴⁺ by Al³⁺ ion lower than 0.40. Though, their dehydroxylation according to GTA curves proceeds distinctly already by 500 °C, by 600 °C it is even tumultuous. Deviation extremes on DTA curves are only as far as at 650 °C and more. The same course of dehydroxylation may be seen on curves by C. S. Ross, S. B. Hendricks (1945). According to the material presented we may judge that practically all bond energies of Me^{VI}-OH bond exist, differing from each other by the difference of kinetic energy of thermal movement of ions in the structure for the minimum 200 °C difference of temperatures. From what has been stated it follows that there is not only one bond energy of the above bond in samples

with the degree of substitution lower than 0,40 (Al^{3+})^{IV} though it seems so on DTA curves.

At dehydroxylation of montmorillonites with two independent deviatons on DTA curve, temperature limits of dehydroxylation is similar as with the preceding ones. Difference consists in the fact that dehydroxylation proceeds in two more or less distinctly separated degrees. It shows that the avalanche-like disintegration of $Me^{VI}-OH$ bonds passes in two temperature intervals. It is interesting to compare the amount of the H_2O loss in the separate degrees. In sample 20 (Braňany, CSSR) in the first degree 23 %, in the second 77 % of all H_2O is lost at dehydroxylation (J. K o n t a, 1957). In sample 21 (Montmorillon, France) in the first degree 35 %, in the second 65 % of the whole amount of H_2O is lost at dehydroxylation. In sample 26 (Wagon Wheel Gap, U. S. A.) at lower temperature 76 % of all H_2O , at higher, temperature 24 % of all H_2O is lost (C. S. R o s, S. B. H e n d r i c k s, 1945); in sample 31 (Pontotoc, U. S. A.) higher dehydroxylation degree is not expressed at all. Supposing that one substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ion influences one $Me^{VI}-OH$ bond, at a lower temperature with sample 20 about 6,9 % of water should be lost, in sample 21 about 7 %, in sample 26 about 11,8 %, in sample 31 about 14,5 % of all water lost at dehydroxylation. Values measured are 3,3 times higher with sample 20, 5 times higher with sample 21, 6,5 times higher with sample 26, 6,9 times higher with sample 31.

Curves with only one low-temperature deviation on DTA curve have curves of dehydroxylation equal to curves with higher temperature, the difference being in dehydroxylation proceeding at temperatures lower in 100–200 °C. Dehydroxylation temperature higher than the predominating point does not occur in any case (with sample 26 89,2 % of $Si^{4+}-O-Me^{VI}-OH$ sequences are present and the high-temperature degree contains only 24 % of all H_2O . In sample of Pontotoc, U. S. A. 85,5 % of the above formal sequences are present and the high temperature degree is not represented at all).

Fig. 6 shows results of measuring of water lost in separate dehydroxylation degrees. Because of the low number of data the results have only the orientation character.

It may be seen that if an independent dehydroxylation degree appears on the curve, then the substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ion influences about 3,5–4 $Me^{VI}-OH$ bond in one position. By the increasing number of substituted ions the coefficient increases, too, and reaches values nearing 7.

In part concerning dehydroxylation curves, it has been found: 1. that dehydroxylation does not proceed equally with amount of the present formal bonds. Amount of water lost at lower dehydroxylation temperature exceeds number of the present formal sequences of $Al^{3+}-O-Me-OH$ 3,3–6,9 times; 2. that the course of dehydroxylation curves shows that in samples great num-

ber of bond energies of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ is present, and 3. frequency of separate bond energies is various. Bond energies, close to values of extreme states defined by cation-hydroxyl sequences, are most numerous. Frequency of separate bond energies decreases with the increase of deviation from the extreme value.

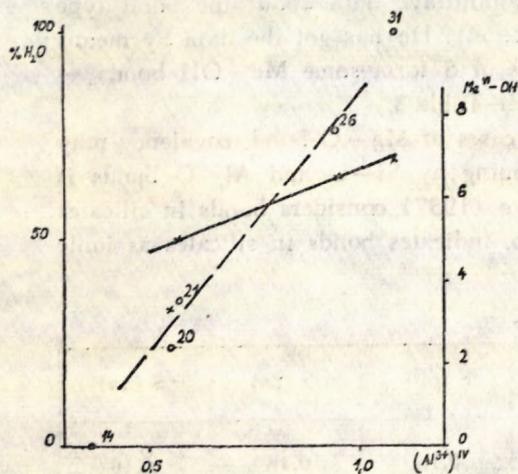


Fig. 6. Water loss at the lower dehydroxylation temperature and number of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bonds affected by substitution in one tetrahedron.

--- water loss;
 — number of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bonds.

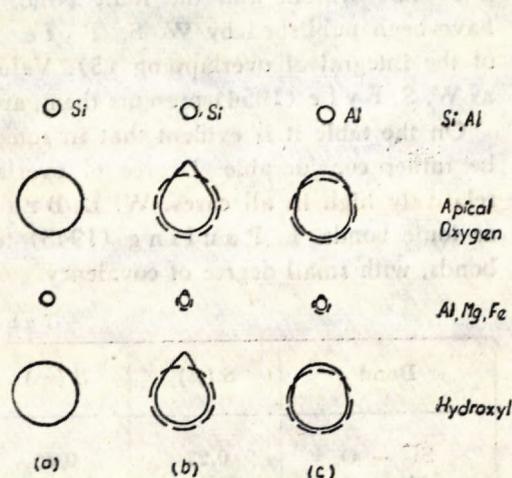


Fig. 7. Schematic representation of electron distribution in the sequence $(\text{Si}, \text{Al})-\text{O}-(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})-\text{OH}$; a) ideal ionic bonding; b) polarization if Si^{4+} occupies the tetrahedral position; c) polarization if Al^{3+} occupies the tetrahedral position (acc. to Johns & Jonas 1954).

3. Influence of Interlayer Cations Upon Dehydroxylation Temperature

When studying montmorillonitic clay of Handlová (B. Čičel, S. Gazda, 1962) and its DTA curves, we have found that the occupation of the place of exchangeable ions by K^+ ions causes suppression of the endotherm character of dehydroxylation reaction at temperature of 550–560 °C.

Dehydroxylation of the above mentioned clay takes place at temperature of 760 °C. After resaturation of the clay by Ca^{2+} ions dehydroxylation peak appears at 550–560 °C again. Dehydroxylation upon the natural sample manifested itself only by means of change of the zero position at a higher temperature. In the above mentioned work, dehydroxylation curves have been presented, too. According to recalculation of the analysis, in this clay degree of substitution is 0,31 $(\text{Al}^{3+})^{\text{IV}}$. However, on the X-ray record lines of quartz have been found.

Judging the material, we may suppose that the sort of exchangeable cation affects distribution of bond energies in the lattice.

Discussion of Results

First of all character of bonds between ions in layer silicates is to be discussed. From the four sorts of bonds possible only two may be taken in consideration, i. e. the covalent and the ionic bond. Quantitative data about the bond type have been published by W. S. Fyfe (1954). He has got the data by means of the integral of overlapping (S). Values of S for some Me—OH bonds — as W. S. Fyfe (1954) presents them, are in Table 3.

On the table it is evident that in some cases of Mg—O bond, covalency may be rather considerable. Degree of overlapping by Si—O and Al—O bonds is relatively high in all cases. W. L. Bragg (1937) considers bonds in silicates as ionic bonds. L. Pauling (1948) too, indicates bonds in silicates as ionic bonds, with small degree of covalency.

Table 3

Bond	S (ss)	S (sp)	S (pp)	S (ps)	S ($\pi\pi$)
Si — O	0,27	0,20	0,18	0,46	0,16
Al — O	0,25	0,13	0,18	0,38	0,11
Mg — O	0,23	0,38	0,12	0,09	0,10

Table 4. Polarizability of ions in A^3

	According to Pauling 1927	Calculated by Slater rule
O^{2-}	3,88	1,46
Mg^{2+}	0,094	0,17
Al^{3+}	0,052	0,12
Si^{4+}	0,0165	0,08

When studying properties of silicates and Mg and Al oxides connected with the bond type in the lattice, J. Verhoogen (1958) found that „The agreement between experimental data and values calculated for purely ionic structures is by no means perfect.“ and that „... ions do not behave as rigid spheres, they are deformable“. Degree of deformability is conditioned by polarizability values of ions. Principally, polarizability increases with growing size of an ion and with increasing difference between number of positive charges and the negative ones in the electron atmosphere. Values of polarizability of O^{2-} , Mg^{2+} , Al^{3+} and Si^{4+} ions as given by J. Verhoogen (1958) may be seen on Table 4. For the analysis of mutual affecting of ions in a lattice of three-layer silicates, J. Verhoogen's (1958) opinions about roughly a ionic character of the pre-

sent components may be accepted, although results of the study may be influenced by a certain degree of bond covalency. On the ground of the supposed ionic structure, W. D. J o h n s, E. C. J o n a s (1954) study changes in bond character in the ion sequence $(\text{Si}, \text{Al})^{\text{IV}}-\text{O}-(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})^{\text{VI}}-\text{OH}$. According to them, electron density between $(\text{Si}^{4+}, \text{Al}^{3+})$ in coordination IV and the apical oxygen is first of all the result of polarization of the electron atmosphere of the apical oxygen.

Direct consequence of the apical oxygen polarization is polarization of $(\text{Al}^{3+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})$ cation in coordination VI. Decrease of electrone density between the cation in coordination VI and hydroxyl group is filled mainly to d./p. deformation of the electrone atmosphere of the hydroxyl. Extent of polarization of the bonds is dermined by the stating cation in coordination IV. If the starting cation is Si^{4+} , then polarization of the whole sequence of bonds is greater than if the starting cation is Al^{3+} . Schematic illustration of the ion sequence and their polarization may be seen on Fig. 7. Bond strength of OH group is given by degree of bond covalency of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$. The greater the density of electrons, between Me^{VI} and the hydroxyl, the greater is the bond strength.

We should start at the analysis by the structure of pyrophyllite (according to C. H. E d e l m a n, J. Ch. L. F a v e j e e, 1940) characterized by sequence of ion distribution in the three layers, shown by Fig. 8. Each ion Si^{4+} is closed by four ions O^{2-} . In the level of apical oxygens each third position is occupied

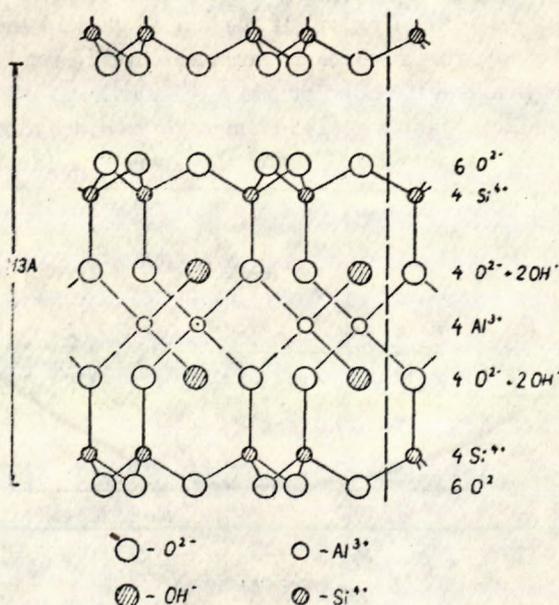


Fig. 8. Scheme of pyrophyllite structure (according to Edelmann and Favejee)

by a hydroxyl group. The same situation — but in inversed order — is on the lower side of the three-layers.

Layers of apical O^{2-} and OH^- groups are shifted in direction of the axis *b*. On free places between them there are cations Al^{3+} surrounded by four ions O^{2-} and by two groups OH^- . Compensation of positive charge on Si^{4+} is shared especially by oxygens from the outer surface. On the one hand it is contributed by attraction powers between positive and negative charges, while on the other hand there is mutual repulsion between outer oxygen layers of the subsequent three-layers. The situation is different in the case of apical oxygens. By their charge they share partly the compensation of Si^{4+} but also compensation of Al^{3+} . Al^{3+} is surrounded by four ions O^{2-} that are simultaneously apical oxygens of four tetrahedra SiO_4^{4-} and by two groups OH^- . Electron atmosphere of the oxygens of OH^- groups is to a certain degree deformed by the presence of a proton. From the electrostatic point of view it is probable, that the proton is turned in the inside of a tetrahedron formed by three O^{2-} and one group OH^- , and its charge is partly compensated by surrounding oxygens. Then we may suppose that electron atmosphere of the hydroxyl group oxygen will be remarkably polarized in direction of Al^{3+} cation, while the apical oxygen of SiO_4^{4-} tetrahedron will be polarized rather in direction of Si^{4+} . Deformation of the electron atmosphere of Al^{3+} with polarizability = $0,12 \text{ \AA}^3$ by the influence of an anion atmosphere with polarizability $1,46 \text{ \AA}^3$, is improbable; the more that charge deficiency may be compensated by strengthening of covalent character of the bond with the hydroxyl group. If the ion Al^{3+} is in the position of Si^{4+} then deformation of electron atmosphere decreases in direction of Al^{3+} in coordination IV and this weakend the bond of $(Al^{3+})^{VI}-OH$.

W. D. J o h n s, E. C. J o n a s (1954) mention two dehydroxylation temperatures — the higher (about $700^\circ C$) and the lower one (about $500-600^\circ C$).

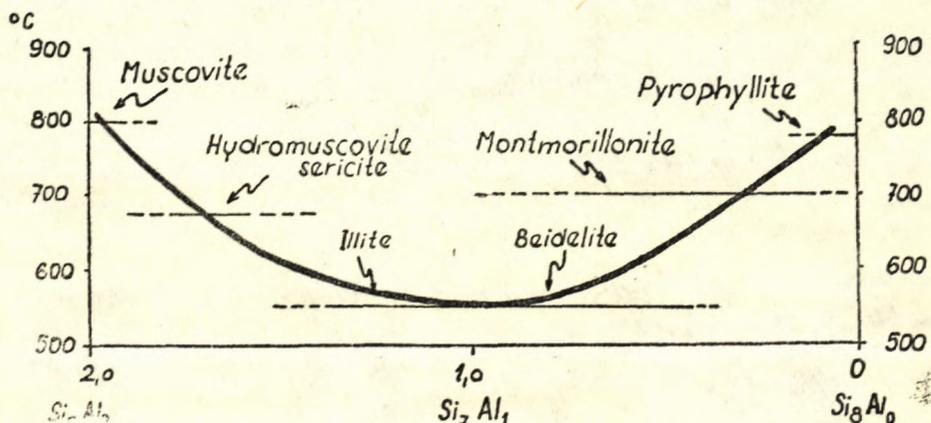


Fig. 9. Dehydroxylation temperatures in pyrophyllite-muscovite series

According to this there should exist two bond energies of the $(Al^{3+})^{VI}-OH$. Structure of pyrophyllite indicates extent of $Me^{VI}-OH$ bond is influenced by apical oxygens of four tetrahedra SiO_4^{4-} . Energy of the bond depends upon the magnitude of charge of Me^{VI} . Further we ought to keep in mind that one substitution (Si^{4+}) by (Al^{3+}) directly influences four bonds $Me^{VI}-OH$ since each apical oxygen of a tetrahedron SiO_4^{4-} , is a component of the coordination system of two cations in coordination VI. Each surface oxygen is a component of coordination system of another SiO_4^{4-} tetrahedron; therefore the breaking in one tetrahedron manifests itself in the next adjacent tetrahedron, too. Naturally, the weakening of the $Me^{VI}-OH$ bond in adjacent tetrahedra will be smaller and extinguishing with the increasing distance. Whole scale of bond energies $Me^{VI}-OH$ will rise. With increasing number of substitutions the amount of $Me^{VI}-OH$ bonds weakend will be sufficient to manifest themselves in dehydroxylation and in DTA. At mutual overlapping of areas of the breaking separate tetrahedra, practically infinite amounts of bond energies, will rise. Certain degree of overlapping (i. e. tetrahedra in which substitution takes place are sufficiently close to each other) may cause essential decrease of bond energy of $Me^{VI}-OH$ bond also in tetrahedra in which no substitution passes, since there is possibility of stronger polarization of the surface oxygens. With respect to predominating ion character of the structure we may expect that the substitution effect will be stronger only in the nearest surrounding and that in certain distance its influence will essentially decrease in a short interval. Bond energies close to the values of bond energies in the extreme conditions may be considered as the most frequent bond energies. Frequency of bond energies between the two extreme values decreases with the increasing deviation.

Summary

Qualitative character of W. D. J o h n, E. C. J o n a s' (1954) work led to basic knowledge about the decreasing influence of the isomorphous substitution of Si^{4+} by ion Al^{3+} in coordination IV upon dehydroxylation temperature of three-layer silicates. It has been proved by a number of experimental data about montmorillonites. However, in the light of these data, crystallochemical interpretation of properties of minerals with three-layer-lattice (as the above authors present it) cannot stand the proof.

1. Analysis of DTA and of dehydroxylation curves shows that no gradual decrease of the deviation extreme temperatures on curves of DTA exist, but that dehydroxylation passes in two mutually independent areas of temperatures of deviation extremes. This would, naturally, stand in contradiction to statistic distribution of tetrahedral substitutions in W. D. J o h n, E. C. J o n a s' (1954) sense.

2. If we suppose the existence of two kinds of silicate layers with essentially different degree of tetrahedral substitution, then they should form continuous fluent transition from one predominant dehydroxylyzation temperature to another one in certain extent of the substitution. This would agree with the result obtained.

3. When each of the two kinds of silicate layers has approximately equal degree of substitution, then temperatures subtracted from DTA curves should not cover the extent, of temperatures equal to 70 °C or higher than 110 °C.

Then there is a difference of temperatures between both dehydroxylyzation areas (70 °C). Peak temperatures should be approximately equal depending upon similar crystallochemic character of layers of one or of another type.

4. If the opinion about two kinds of layers is right, then amount of $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bonds influenced by substitution in one tetrahedral position should not change, since neither the bond character would change. Only mutual ratio of both kinds of layers would be changed.

5. If the opinion about non-statistic distribution of substitutions is right, it is rather difficult to explain existence of separated reactions above and below the limit of sensibility for manifestation of the individual kinds of layers.

6. Dehydroxylyzation curves and DTA curves show that in the minerals there is infinite number of bond energies $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ and not only two of them as it has been supposed by W. D. Johns, E. C. Jonas (1954).

7. It is rather difficult to explain existence and frequency of separate bond energies with remarkable deviation from the most probable bond energies if we suppose the existence of non-statistic distribution of substitutions.

Therefore opinions about distribution and influence of substitution of Si^{4+} by Al^{3+} ion in coordination IV must have been corrected. This opinion has been presented in the preceding part of this paper. On the ground of this opinion the facts found may be simply interpreted as follows:

1. At each degree of tetrahedral substitution all bond energies of the $\text{Me}^{\text{VI}}-\text{OH}$ bond with various frequency exist in montmorillonites. The fact corresponds to the course of DTA curves and to the course of dehydroxylyzation, too. The latter always passes in approximately equal temperature limits with different velocities at the individual temperatures.

2. At a certain degree of tetrahedral substitution larger or smaller areas rise in which decreased strength of sufficient number of bonds manifest itself by separate dehydroxylyzation degree on dehydroxylyzation curve and by an independent extreme on DTA curve. With increasing number of substitution, probability of the above phenomenon increases till at a certain limit degree of substitution gets to such a height that it influences majority of bonds cation-hydroxyl and higher dehydroxylyzation temperature ceases to manifest itself on DTA curves. According to results collected in the present work, the lower limit for the manifestation of

tetrahedral Al^{3+} on the elementary cell by independent reaction is 0,36—0,40, the upper limit is between 0,72—0,92 of tetrahedral Al^{3+} for DTA curves. Limits for dehydroxylation curves will probably be rather different from these values. However, it has been impossible to determine them because of the lack of sufficient experiment material.

3. The increase of tetrahedral substitution is accompanied by general loosening of the lattice. According to the results of study of dehydroxylation curves we may suppose direct influence of substitution in 3,5—4 $Me^{VI} - OH$ bonds. Decrease of strength of this bond caused by defectness of the lattice, moves within 0—3. It increases in dependence upon the number of substitution.

4. The most probable bond energies of $Me^{VI} - OH$ bonds are close to values of direct influence of tetrahedral cation upon the bond. Their frequency decreases with increasing deviation. Therefore on DTA curves there are represented only two extents of bond energies by independent extremes and on GTA curves by two separated dehydroxylation degrees.

Dehydroxylation Temperature as Function of Tetrahedral Substitution for the Pyrophyllite-Muscovite series

In preceding chapter properties of montmorillonites — members of the pyrophyllite-muscovite series — have been dealt with. Now we shall verify the appliance of regularities found on the whole series, in which the extent of substitution in the tetrahedron layer changes within 0—25 % (0—2 ions Al^{3+} in tetrahedral coordination). Members of this order are pyrophyllite, montmorillonite, illite, sericite, hydromuscovite and muscovite).

Dependence of dehydroxylation temperature upon the degree of substitution of Si by Al may be seen on Fig. 9. In a certain extent of values, dehydroxylation temperature decreases gradually. At values 1—1,5 Al^{3+} in tetrahedral position the tendency changes into reverse one. Dehydroxylation temperature increases. The right side of the diagram is in an agreement with regularities found. The left side shows that the regularities are not decisive in the whole extent of substitutions but only in a part of it. In the left part of the diagram together with the increase of dehydroxylation temperature size of mineral crystals increase, too, in several orders. It has been caused by consolidation of conditions in the lattice. Increasing number of substitutions gives possibilities for the rise of a new stable lattice. Presence of univalent cations in the interlayer space contributes to decrease of structure defectness and thus conditions for the formation of big crystals, are given.

BIBLIOGRAPHY

- [1] Ahrens L. H., 1957: A survey of the quality of some of the principal abundance data of geochemistry. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 2, Pergamon Press, London. —
- [2] Bradley W. F., Grim R. E., 1951: High temperature thermal effects of clay and related materials, *Amm. Min.* vol. 36. — [3] Bragg W. L., 1937: Atomic structure in minerals. Cornell University Press, Ithaca. — [4] Čičel B., Gazda S., 1961: Mineralogicko-hydrogeochemická štúdia zosuvného územia v Handlovej. *Časť I.*, Geol. práce, Bratislava (v tlači). — [5] Earley J. W., Osthaus B. B., McVeagh W. J., 1953: Thermal, dehydration and X-ray studies on montmorillonite. *Am. Min.* vol. 38. — [6] Earley J. W., Osthaus B. B., Milne I. H., 1953: Purification and properties of montmorillonite. *Am. Min.* vol. 38. — [7] Edelman C. H., Favejee J. Ch., L., 1940: On the crystal structure of montmorillonite and halloysite. *Z. Krist. (A)* 102, cit. podľa [21]). — [8] Fairbairn H. W., Schlecht W. G., Stevens R. E., Deunen W. H., Ahrens L. H., Chayes F. A., 1951: A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and model analysis of silicate rocks, *U. S. Geol. Surv. Bull.* No 980. — [9] Fairbairn H. W., 1953: Precision and accuracy of chemical analysis of silicate rocks. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, vol. 4. — [10] Fyfe W. S., 1954: The problem of bond type. *Am. Min.* vol. 39. — [11] Gorbunov N. I., 1955: Glinistyje minerály černoziemov, kaštanovych i soloncovych počv. *Počvoved č.* 11. — [12] Grim R. E., Rowland R. A., 1942: Differential thermal analysis of clay minerals and other hydrous materials. I., II., *Am. Min.* vol. 27. — [13] Grim R. E., Bradley W. F., 1948: Rehydration and dehydration of the clay minerals. *Am. Min.* vol. 33. — [14] Grim R. E., 1953: *Clay mineralogy*. Mc Graw-Hill Book Co, New York. — [15] Hendricks S. B., Ross C. S., 1941: Chemical composition and genesis of glaukonite and celadonite. *Am. min.* vol. 26. — [16] Johns W. D., Jonas E. C., 1954: Some observations on the relation between isomorphism and propertice of clays. *Journ. Geol.* vol. 62. — [17] Jonas E. C., 1955: The reversible dehydroxylation of clay minerals. *Clays and clay minerals*, *Nat. Acad. Sci. Nit. Res. Counc. publ.* 395, edit. W. O. Milligan, Washington. — [18] Kelley W. P., 1945: Calculating formulas for finegrained minerals on the basis of chemical analysis. *Am. Min.* vol. 30. — [19] Kelley W. P., 1955: Interpretation of chemical analysis of clays. *Clays and clay technology*. Calif. Dep. Nat. Res. Div of Mines Bull. 169 edit. J. A. Pasha a M. D. Turner, San Francisco. — [20] Konta J., 1957: *Jílové minerály Československa*. Nakl. ČSAV, Praha. — [21] MacEvan D. M., 1953: *Montmorillonite minerals*, v X-Ray identif. and crystal structures of clay minerals, G. W. Brindley ed. 1951, London. — [22] Merey E. L. P., 1956: The accuracy and precision of „rapid methods“ of silicate analysis. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, vol. 9. — [23] Pask J. A., Davies B., 1945: Thermal analysis of clay minerals and acid extraction of alumina from clays. *U. S. Dep. Int. Bus. Mines. Tech. Pap.* 664. — [24] Pauling L., 1948: *The nature of the chemical bound*. Cornell University Press, Ithaca. — [25] Radzo V., 1957: Mineralogické štúdiá slových minerálov z niektorých lokalít na východnom Slovensku. *Zpráva. Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Košice*. — [26] Ross C. S., Hendricks S. B., 1945: *Minerals of the montmorillonite group*, U. S. Dep. Int. Geol. Surv. Prof. Pap. 205-B. Washington. — [27] Sedleckij I. D., 1945: *Koloidno-dispersnaja mineralogija*. Izd. AN SSSR, Moskva-Leningrad. — [28] Schlecht W. G., 1951: Comparative investigation of precision and accuracy in the chemical analysis of silicate rocks. *Anal. Chem.* vol. 23. — [29] Verhoogen J., 1958: Physical properties and bond type in Mg-Al oxydes and silicates. *Am. Min.* vol. 43. — [30] Weaver C. E., 1958: The effect and geologic significance of potassium „fixation“ by expandable clay minerals. *Am. Min.* vol. 43.

O PROBLÉME PEVNOSTI VÁZBY HYDROXYLOVEJ SKUPINY
VO VRSTEVNATÝCH SILIKÁTOCH

Premenlivosť foriem trojvrstvových silikátov je zapríčinená rozsiahlymi izomorfnými substitúciami vo vrstve tetraedrov a oktaedrov základného trojvrstvia. Predmetom nášho štúdia bol vplyv izomorfnnej substitúcie kremíka hliníkom vo vrstve tetraedrov na rozčlenenie väzbových energií v základnom trojvrstvi. Vychádzali sme pritom z názorov W. D. Johnsa — E. C. Jonasa (1954), ktorí predpokladajú, že rozhodujúci vplyv na teplotu dehydroxylácie má postupnosť iónov $(\text{Si}, \text{Al})^{\text{IV}} - \text{O} - (\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})^{\text{VI}} - \text{OH}$. Teplota dehydroxylácie sa mení podľa toho, či východiskovým iónom je Si^{4+} alebo Al^{3+} . Obaja autori poukazujú na jestvovanie dvoch dehydroxylačných extrémov u kriviek, o ktorých bolo dokázané, že obsahujú iba montmorilonity. Vysvetľujú to tým, že „... sú prítomné dva rozdielne typy sledov kation-hydroxyl. Štatisticky rozložené substitúcie vo vrstve tetraedrov ovplyvňujú všetky väzby kation-hydroxyl a ich výsledkom je zníženie teploty nutnej na dehydroxyláciu, pričom dávajú abnormálne nízkoteplotnú odchýlku (napr. nontronity, ility). Ak pravda, substitúcia nie je štatistická, ale koncentrovaná tak, že niektoré vrstvy majú vysoký stupeň substitúcie, kým iné nízky alebo žiadny, vznikajú dva druhy sledov kation-hydroxyl s dvoma stupňami pevnosti väzby a objavujú sa dve samostatné odchýlky na termickej krivke“. Autori aplikovali svoje názory na vysvetlenie priebehu kriviek DTA.

Z literatúry sme vybrali dáta o chemickom zložení vzoriek montmorilonitov, ich prepočet na mineralogické zloženie, ďalej krivky DTA a, pokiaľ bolo možné, aj dehydroxylačné krivky. Údaje o chemických analýzach sú v tab. I 1. Vzorky sú zoradené podľa stúpajúceho množstva Al^{3+} v koordinácii IV. Tabuľka obsahuje okrem týchto údajov aj teploty dehydroxylácie a lokality. Krivky DTA sú na obr. 1 až 3. Ako teplota dehydroxylácie je vždy udaná teplota extrémnej odchýlky krivky DTA od nulovej polohy. Znakom V označujeme odchýlku s odčítateľnou teplotou extrémnej, znakom Z zmenu nulovej polohy.

Z tabuľky vidno, že sú dve oblasti teplôt extrémov kriviek DTA pre dehydroxyláciu montmorilonitov. Nižšia medzi 500—470 °C, vyššia od 640 do 750 °C. Ďalej v tabuľke môžeme vyčleniť tri pásma. Montmorilonity so substitúciou od 0,07—0,36 Al^{3+} v koordinácii IV majú extrém na krivke DTA pri vyššej dehydroxylačnej teplote. V druhom pásme sú vzorky so substitúciou v hraniciach 0,40—0,72, ktoré majú obe dehydroxylačné teploty; v treťom so substitúciou 0,92—1,57 Al^{3+} v koordinácii IV, ktoré majú iba nižšiu dehydroxylačnú teplotu.

V tab. I je udaný pomer Si:Al. V prvom pásme je priemerná hodnota 5,05 (5,77—4,06), v druhom 4,25 (4,74—2,86), v treťom 3,36 (4,22—2,76). Podľa nomenklatúry I. D. Sedlečekého (1954) odpovedá prvé pásmo montmorilonitu 5, druhé montmorilonitu 4, tretie montmorilonitu 3 alebo beidelitu. Hranice medzi jednotlivými pásmami nie sú vyhranené, preto tento pomer slúži ako veľmi nepresné kritérium pre odhadnutie stupňa substitúcie Si^{4+} iónom Al^{3+} .

Z kriviek DTA vyplýva, že sa neprejavuje tendencia plynulého poklesu teploty dehydroxylácie v závislosti na narastaní substitúcie Si^{4+} iónom Al^{3+} . Dehydroxylácia prebieha podľa extrémov kriviek DTA v dvoch stupňoch. Celá oblasť substitúcií je rozdelená na tri pásma, pričom oba stupne dehydroxylácie sú charakteristické pre stredné pásmo.

Podľa W. D. Johnsa — E. C. Jonasa (1954) jestvujú vo vrstevnatých silikátoch iba dva rozdielne druhy sledov kation-hydroxyl. Z toho by vyplývalo, že jestvujú iba dva energetické stavy väzby $\text{Me}^{\text{VI}} - \text{OH}$. Pri zisťovaní množstva energetických stavov diskutovanej väzby bolo zároveň treba riešiť aj otázku ich početnosti. Popri tom sme orientačne sledovali závislosť množstva hydroxylových skupín, ovplyvňovaných jednou substitúciou v koordinácii IV.

Vieme, že k dehydroxylácii dochádza vtedy, keď kinetická energia tepelného pohybu iónov v štruktúre sa rovná energii väzby $\text{Me}^{\text{VI}} - \text{OH}$. Teplotu dehydroxylácie môžeme teda považovať

za mieru pevnosti tejto väzby. C. S. Ross — S. B. Hendricks (1945) predpokladajú, že hydroxylová voda z montmorilonitov uniká už pri teplotách nižších ako 300 °C a ich krivky končia pri 800 °C. Krivky, ktoré uvádzajú J. Earley — I. H. Milne — W. J. McVeagh (1953), majú podobný charakter, pričom stupeň substitúcie je menší ako 0,40 Al³⁺ v koordinácii IV. Dehydroxylácia prebieha zreteľne už pri 500 °C, pri 600 °C už búrlivo. Z toho vidno, že jestvujú energetické stavy väzby Me^{VI}—OH, ktoré sa líšia o rozdiel kinetickej energie tepelného pohybu iónov v štruktúre pre rozdiel teplôt minimálne o 200 °C.

U DTA s dvoma samostatnými odchýlkami prebieha dehydroxylácia v dvoch stupňoch, pričom lavinovitý rozpad väzieb Me^{VI}—OH prebieha v dvoch teplotných intervaloch. Na obr. 6 vidíme závislosť množstva unikajúcej vody pri nižšej dehydroxylačnej teplote a priemerného množstva väzieb Me^{VI}—OH, ovplyvňovaných jednou substitúciou na jej stupni. Tieto údaje sú zatiaľ iba približné, keďže nemáme k dispozícii dostatok spoľahlivého experimentálneho materiálu. Môžeme z nich však usúdiť, že jedna substitúcia Si⁴⁺ iónom Al³⁺ ovplyvňuje 3,3 — 4 väzby Me^{VI}—OH priamo a s narastaním substitúcie množstvo ovplyvnených väzieb stúpa až na 7.

Najčastejšie sú energetické stavy väzby, ktoré sa na krivke DTA prejavujú extrémom. Početnosť energetických stavov väzby Me^{VI}—OH prudko klesá s narastaním odchýlky od tejto hodnoty.

Značný vplyv na priebeh krivky DTA majú aj vymeniteľné ióny. V určitých prípadoch vedie obsadenie pozícií vymeniteľných iónov K⁺ iónmi k potlačeniu endotermnej reakcie dehydroxylácie pri nižšej teplote a objavuje sa intenzívna odchýlka na krivke DTA pri vyššej teplote. Spätne nasýtenie tejto vzorky iónmi Ca²⁺ malo opačný vplyv.

Z predloženého materiálu vyplývajú niektoré nové poznatky o štruktúre montmorilonitov:

Pri rozbere vzájomného ovplyvňovania iónov v mriežke trojvrstvových silikátov sa prikláňame k názoru P. Verhooena (1958) o zhruba iónovom charaktere prítomných zložiek, aj keď určitý stupeň kovalentnosti väzieb (W. S. Fyfe 1954) môže ovplyvniť výsledky štúdií.

Vychádzajúc z iónovej štruktúry, W. D. Johns — E. C. Jonas (1954) študujú zmeny charakteru väzby v slede iónov (Si, Al)^{IV}—O—(Al, Mg, Fe)^{VI}—OH. Podľa nich elektrónová hustota medzi (Si, Al)^{IV} a vrcholovým kyslíkom tetraedru je predovšetkým výsledkom polarizácie elektrónového obalu vrcholového kyslíka. Priamym dôsledkom polarizácie vrcholového kyslíka je polarizácia katiónu (Al, Mg, Fe) v koordinácii VI. Elektrónová medzera medzi katiónom v koordinácii VI a hydroxylovou skupinou je vyplnená hlavne na účet deformácie elektrónového obalu hydroxylového kyslíka. Veľkosť polarizácie týchto väzieb je daná počiatočným katiónom v koordinácii IV; ak je tento Si⁴⁺, je polarizácia celého sledu väzieb väčšia než pri katióne Al³⁺. Schematické znázornenie sledu iónov a ich polarizácie je na obr. 7. Pevnosť väzby OH skupiny je daná stupňom kovalentnosti väzby Me^{VI}—OH. Čím väčšia je hustota elektrónov medzi Me^{VI} a hydroxylovým, tým je väzba pevnejšia.

Pri analýze vychádzajme zo štruktúry pyrofylitu podľa C. H. Edelmána — J. Ch. L. Faveje (1940) (obr. 8). Na kompenzáciu kladného náboja na Si⁴⁺ sa podieľajú predovšetkým kyslíky z vonkajšieho povrchu, a to najmä vďaka priťažlivým silám medzi kladnými a zápornými nábojmi a vzájomnému odpudzovaniu medzi vonkajšími kyslíkovými vrstvami za sebou nasledujúcich trojvrstiev. Iná situácia je pri vrcholových kyslíkoch, ktoré sa svojím nábojom podieľajú čiastočne na kompenzácii Si⁴⁺ + Al³⁺, Al³⁺ je obklopený štyrmi iónmi O²⁻, ktoré sú zároveň vrcholovými kyslíkmi štyroch tetraedrov SiO₄⁴⁻ a dvomi skupinami OH⁻. Dá sa predpokladať, elektrónový obal kyslíka hydroxylovej skupiny bude silne polarizovaný smerom ku katiónu Al³⁺, kým vrcholový kyslík SiO₄⁴⁻ tetraedra bude polarizovaný viac smerom ku Si⁴⁺. Nie je pravdepodobné, že by mohlo dôjsť k deformácii elektrónového obalu Al³⁺ (ktorý má polarizovateľnosť $\alpha = 0,12 \text{ \AA}^3$) vplyvom deformácie obalu aniónu ($\alpha = 1,46 \text{ \AA}^3$), najmä keď schodok náboja sa môže kompenzovať zosilnením kovalentného charakteru väzby s hydroxylovou skupinou. Ak sa v pozícii Si⁴⁺ nachádza ión Al³⁺, deformácia elektrónového obalu vrcholového kyslíka smerom ku Al³⁺ v koordinácii IV sa zmenší, a na druhej strane sa uvoľní väzba (Al³⁺)^{VI}—OH.

W. D. Johns — E. C. Jonas (1954) hovoria o dvoch dehydroxylačných teplotách — vyššej (okolo 700 °C) a nižšej (okolo 500–600 °C). Z toho, ako aj zo záverov prvej stati ich práce by sa dalo usudzovať, že existujú dva energetické stavy väzby $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$. Ako zo štruktúry pyrofytilu vyplýva, veľkosť väzby $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$ ovplyvňujú vrcholové kyslíky štyroch tetraedrov SiO_4^{4-} . Energia tejto väzby je závislá aj na veľkosti náboja Me^{VI} . Ďalej treba mať na zreteli, že jedna substitúcia Si^{4+} iónom Al^{3+} priamo ovplyvňuje 4 väzby $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$, pretože každý vrcholový kyslík tetraedru SiO_4^{4-} je súčasťou vnútornej koordinačnej sféry dvoch katiónov v koordinácii VI. Každý povrchový kyslík tvorí súčasť koordinačného obalu ďalšieho tetraedra SiO_4^{4-} , takže uvoľnenie v jednom tetraedre sa prejaví aj v najbližších okolitých štvorstenoch. Prirodzene, že uvoľnenie väzby $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$ v okolitých tetraedroch bude menšie a so vzdialenosťou bude zanikať. Takto sa vytvorí celá škála energií väzieb $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$. Pri narataní počtu substitúcií vznikne dostatok uvoľnených $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$ väzieb, ktoré sa môžu prejavíť pri dehydroxylácii a pri DTA. Pri vzájomnom prekryvaní oblastí uvoľnenia, vytvorených jednotlivými tetraedrami, sa vytvárajú prakticky nekonečné množstvá energetických stavov. Pri určitom stupni prekrytia (t. j. tetraedry, v ktorých došlo k substitúcií sú dostatočne blízko seba) môže dôjsť k podstatnému zníženiu energie väzby $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$ aj v tetraedroch, v ktorých nedošlo k substitúcii, lebo je možná silnejšia polarizácia povrchových kyslíkov. Vzhľadom na prevažujúci iónový charakter štruktúry sa vplyv substitúcie silnejšie prejaví iba v najbližšom okolí a po určitej vzdialenosti podstatne klesne. Najväčšiu frekvenciu z celého množstva energetických stavov majú stavy, blízke hodnotám v krajných podmienkach. Frekvencia stavov medzi oboma krajnými hodnotami klesá s narastajúcou odchýlkou.

Na základe tohto názoru na rozloženie a vplyv substitúcií Si^{4+} iónom Al^{3+} možno interpretovať zistené skutočnosti takto:

1. Pri každom stupni tetraedrickej substitúcie existujú v montmorilonitoch všetky energetické stavy väzby $\text{Me}^{\text{IV}}\text{—OH}$ s rôznou frekvenciou. To odpovedá priebehu kriviek DTA a dehydroxylácie; druhé prebiehajú vždy v približne rovnakých hraniciach teplôt s rôznou rýchlosťou pri jednotlivých teplotách.

2. Pri určitom stupni tetraedrickej substitúcie tvoria sa väčšie-menšie oblasti, v ktorých je znížená pevnosť dostatočného počtu väzieb, ktoré sa prejaví samostatným dehydroxylačným stupňom na krivke ako aj samostatným extrémom na krivke DTA. S narataním počtu substitúcií sa pravdepodobnosť tohto javu zväčšuje, až pri určitej hranici je stupeň substitúcie tak vysoký, že ovplyvňuje väčšinu väzieb kation-hydroxyl a vyššia dehydroxylačná teplota sa na krivkách DTA prestane prejavovať. Podľa výsledkov našich štúdií je spodná hranica pre prejavovanie samostatnej reakcie 0,36–0,40 tetraedrického Al^{3+} na elementárnu bunku, vrchná hranica medzi 0,72–0,92 tetraedrického Al^{3+} pre krivky DTA. Hranice pre dehydroxylačné krivky sa od týchto hodnôt asi trochu líšia; nemohli však byť stanovené pre nedostatok vhodného materiálu.

3. Naratanie tetraedrickej substitúcie sprevádza celkové uvoľňovanie mriežky. Podľa výsledkov štúdií dehydroxylačných kriviek možno predpokladať priame ovplyvnenie substitúciou u 3,3 — 4 väzieb $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$. Zníženie pevnosti tejto väzby, zapríčinené defektnosťou mriežky, sa pohybuje medzi 0–3 a narastá v závislosti na počte substitúcií.

4. Najpravdepodobnejšie stavy väzieb $\text{Me}^{\text{VI}}\text{—OH}$ sú blízke hodnotám priameho ovplyvnenia väzby katiónov v koordinácii IV. Ich počet klesá s narataním odchýlky. Preto sú na krivkách DTA zastúpené iba dva rozsahy energetických stavov samostatnými extrémami a na krivkách GTA dvoma oddelenými dehydroxylačnými stupňami.

Doteraz sme sa zaoberali iba vlastnosťami montmorilonitov, ktoré sú členmi radu pyrofytil-muskovit. Platnosť zistených zákonitostí si overíme na rade, v ktorom sa rozsah substitúcie vo vrstve tetraedrov pohybuje medzi 0–25 % (0–2 ióny Al^{3+} v koordinácii IV). Členmi tohto radu sú pyrofytil, montmorilonit, illit, sericit a hydromuskovit, muskovit.

Závislosť teploty dehydroxylácie na stupni substitúcie kremíka hliníkom je na obr. 9. V urči-

tom rozsahu hodnôt teplota dehydroxylácie stupňovite klesá. Pri hodnotách 1–1,5 Al³⁺ v tetraedrickej pozícii prejavuje sa opačná tendencia, teplota dehydroxylácie stúpa. Pravá časť diagramu je v súlade so zistenými zákonitosťami. Ľavá časť diagramu ukazuje, že tieto zákonitosti nie sú určujúce v celom rozsahu substitúcií, ale len v časti.

V ľavej časti diagramu s narastaním teploty dehydroxylácie narastá aj veľkosť kryštálov minerálov o niekoľko radov; toto je spôsobené konsolidáciou pomerov v mriežke. Narastajúci počet substitúcií vytvára podmienky pre vznik novej, stabilnej mriežky. Prítomnosť jednomocných katiónov v medzivrstvovom priestore tiež prispieva k zníženiu defektnosti štruktúry a umožňuje vznik veľkých kryštálov.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Doc. dr. Miroslav Kuthan, C. Sc., päťdesiatnikom

Popredný československý geológ, jeden z najstarších vedeckých pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave a na Slovensku vôbec, kandidát mineralogicko-geologických vied, *Miroslav Kuthan* dožíva sa tohto roku 50 rokov. Narodil sa 13. septembra 1913 v Horných Mokropsích, okres Praha. Po základnom školskom vzdelaní v Horných Mokropsích absolvoval stredoškolské štúdiá na Štát. reálnom gymnáziu v Prahe, vysokoškolské štúdiá na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe, kde mu bol roku 1938 udelený doktorát z prírodných vied (geológia, petrografia a mineralógia). Roku 1950 mu bolo udelené „*venia docendi*“ na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity (dnes Univerzita Komenského) a roku 1958 hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied.

Dr. M. Kuthan sa stal r. 1938 prvým riadnym asistentom u univ. prof. dr. D. Andrusova na geologickom ústave novozriadenej Slovenskej vysokej škole technickej, najprv so sídlom v Košiciach, potom v Martine a napokon v Bratislave, kde pôcoobil až do konca r. 1943. V rokoch 1944—1951 vykonával funkciu komisára vedeckých ústavov pri Štátnom geologickom ústave v Bratislave, z toho od marca 1945 do konca decembra 1951 ako riaditeľ ústavu. Odtiaľ odišiel do Západoslovenského rudného prieskumu, kde pôsobil do konca januára 1953 a neskôr (1. II. 1953—30. VI. 1955) sa stáva zamestnancom Ústavu pre výskum rúd, geofyzikálne stredisko v Bratislave, kde viedol mineralogicko-petrografické oddelenie. Od 1. VII. 1955 pracuje opäť v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave, ako samostatný vedecký pracovník vedie oddelenie mladotrefohorných vulkanitov Slovenska. Od 1. septembra 1963 sa stáva opäť riaditeľom tohto ústavu.

Pracovná náplň jubilanta je veľmi bohatá a mnohostranná; je autorom 62 odborných zpráv a do 30 vedeckých publikácií. Vedecky začal pracovať už ako vys-

koškolák počas expedícií na Island (1934, 1935 a 1937), kde študoval otázky oscilácie, tektoniky a vulkanizmu polostrova Reykjanes. Tu mohol uplatniť široké základy geologických vied, o ktoré sa zaslúžili najmä jeho prví učitelia na pražskej univerzite (prof. R. Kettner, prof. Kratochvíl, prof. F. Slavík, doc. A. Orlov a i.). Geologické otázky Islandu študoval u viacerých bádateľov, z ktorých niektorí mali značný význam pri jeho ďalšej špecializácii a vedecko-výskumnom zameraní. Hlavne na podnet prof. H. Recka a F. Bernauera z Berlína začal Kuthan prejavovať hlbší záujem o vulkanológiu a vulkanizmus vôbec; u prof. T. Bartha z Oslo študoval problém palagonitizácie a palagonitovej formácie; u prof. M. A. Peacocka (Harvardská univerzita v Cambridge) petrografiю islandských erupcií; u ďalších islandských bádateľov rôzne špeciálne otázky geológie, tektoniky, interglaciálu atď. V tých časoch Kuthan mnoho cestoval a navštívil aj niektoré severoatlantické ostrovy i veľa výskumných ústavov a univerzít v Dánsku, Nórsku, Škótsku a inde.

Roku 1938 prichádza dr. Kuthan na Slovensko, kde svoje už vtedy bohaté teoretické i praktické skúsenosti môže uplatniť v pedagogickej a výskumnej činnosti ako vysokoškolský asistent. Spolu s prof. D. Andrusovom vydáva tlačou geologickú mapu — list Žilina (s vysvetlivkami) a list Rajec. Predmetom Kuthanových výskumov tu bolo kryštalikum Malej Fatry — Suchého a Malej Magury, ako aj zrudnenie viazané na tieto masívy.

V tomto období (hlavne do r. 1943) začína jubilant prejavovať hlbší záujem o výskum rudných ložísk. Venuje sa regionálnym výskumom geologicko-montnistickým a petrograficko-chalkografickým na známych výskytoch ortuti na Slovensku, ktoré spracoval monograficky. Podrobne preskúmal hlavne ložisko Merník, pričom nezabúdala ani na vulkanické terény, pre riešenie ktorých bol všestranne fundovaný teoreticky a prakticky. Po výskumoch vulkanitov na liste Harmanec systematicky študoval vulkanity listu Zlatá Baňa a zistil ich strato-vulkanickú stavbu. Bol to prvý vulkanický list na Slovensku vydaný tlačou (1943). Počas druhej svetovej vojny a čiastočne aj po nej sa dr. Kuthan významnou mierou podieľa na výskumoch inžinierskych stavieb, ložísk nafty, soli a pod.

Od roku 1944 ťažisko jeho práce sa prenáša na organizačno-výskumnú a riadiacu činnosť na bývalom Štátnom geologickom ústave v Bratislave. Po vyhlásení Slovenského národného povstania aktívne pomáha partizánskemu hnutiu. Po oslobodení svoje úsilie zameriava hlavne na zmodernizovanie ústavu a zavádzanie progresívnych laboratórnych metód v petrografii a chalkografii, pričom prihliada aj na zefektívňovanie geologických výskumných metód. Tak predovšetkým jeho zásluhou už v býv. Štátnom geologickom ústave v Bratislave bola zavedená röntgenografická a spektrografická metóda analýz hornín a rúd.

Hoci ako riaditeľovi mnoho času mu zaberá organizačno-administratívna a koordinačná činnosť, nezabúda ani na vlastnú vedeckú činnosť. Pracuje veľmi intenzívne a už r. 1948 publikuje vulkanologicko-petrografické štúdiá zo severnej

časti Prešovských hôr, nadväzujúc tak na svoje staršie výskumy spred r. 1943. Aj keď táto práca predstavuje v tom čase prvý príspevok z regionálnej geológie západokarpatských neovulkanitov, nesporne významnejšie je syntetizujúce dielo o undačnom vulkanizme karpatského orogénu, ktoré preniklo i do zahraničia a zovšeobecňuje charakteristiku karpatských neovulkanických oblastí medzi východnými Alpami a Balkánom.

Ďalšiu výskumnú činnosť dr. Kuthana podmieňujú hospodárske potreby pri zabezpečovaní surovínovej základne Slovenska. Organizuje rozsiahle geologicko-montanistické výskumy v Spišsko-gemerskom rudohorí a výsledky svojich štúdií zhrnul v mnohých odborných posudkoch a správach, z ktorých niektoré publikoval (napr. o staršom paleozoiku gemeríd). Neskôr spracoval ložisko síry pri Viglaškej Hute (geologicko-montanisticky a petrograficko-chalkograficky). V posledných desiatich rokoch sa venuje výlučne výskumu neovulkanitov. Na Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave zorganizoval špeciálne oddelenie, ktoré pod jeho vedením vyhotovilo prehľadnú geologickú mapu neovulkanických oblastí Slovenska, ku ktorej vypracoval vysvetlivky. V tejto súvislosti prehĺbil a upresnil charakteristiku undačného vulkanizmu karpatského orogénu, hlavne produktov jednotlivých erupčných fáz subsekventného a finálneho vulkanizmu.

V rámci prehľadného geologického výskumu paralelne riešil niektoré zásadné problémy, tak v prvom rade problém stratovulkanickej stavby vulkanických komplexov karpatského orogénu; možnosť jej rozšírenia v regionálnom meradle v priestore a čase doložil hodnovernými dátami a pod. Pozoruhodné sú jeho výsledky pri štúdiu problému vulkanických centier, ktorých predpokladanú aktivitu pripisuje „vulkanickým poľiam“.

Najväčší úspech dosiahol však pri riešení otázky propylitizácie a kaolinizácie. Oproti Richthofenovej koncepcii o tzv. „masových erupciách“ propylitov vykladá Kuthan vznik premenených vulkanitov na veľkých plochách syn- resp. post-vulkanickými účinkami; výsledkom týchto môžu byť za priaznivých okolností aj zelené a vybielované horniny, označované ako propylit a kaolinit. Tento novší výklad od základu mení názor na stavbu týchto komplexov a svedčí v prospech ich stratovulkanickej stavby. Logicky to znamená, že „propylitizované“ môžu byť aj pyroklastiká.

Kuthanov výklad o možnej hydrotermálnej premene pyroklastík vylučuje masovú existenciu tzv. „pseudopyroklastík“, ktoré boli predmetom početných diskusií. Bol to práve on, čo o tomto probléme ako prvý polemizoval na medzinárodnom fóre Karpatsko-balkánskej asociácie. Aj v súvislosti s klasifikáciou a terminológiou erupzív polemizoval dr. Kuthan ako jeden z prvých proti vedecky nelogickému genetickému výkladu evolúcie magmatických hornín a produktov ich premien.

Doc. dr. Kuthan spolupracuje so všetkými vedeckými ustanovizňami členských krajín Karpatsko-balkánskej asociácie a ako zástupca ČSSR v magmatologickej

sekcii aktívnou účasťou dôstojne reprezentuje československú karpatskú geológiu. Ako všestranný odborník pracoval takmer vo všetkých karpatských geologických útvaroch; preto nie je náhodné, že sa z neho skoro stal vedúci vedecký pracovník. Vo svojej práci racionálne uplatňuje moderné metódy a preto je svojim mladším spolupracovníkom veľkým vzorom. Odovzdáva im nezištne svoje bohaté odborné a organizačné skúsenosti a pestuje v nich zmysel pre účelný metodický výskum a vedeckú logiku v práci. Náš štát ocenil jeho doterajšie zásluhy a udelil mu tohto roku vyznamenanie „Zásluhy za výstavbu“.

Na záver, keď hodnotíme celú vedecko-výskumnú, organizačnú a výchovnú činnosť dr. Kuthana a uvedomíme si jej bohatý prínos do karpatskej geológie, hlavne vulkanológie, pocítujeme k jubilantovi hlbokú úctu a vďačnosť za doterajšiu prácu, ktorú vykonal pre našu vedu a spoločnosť. Jeho doterajšie úsilie je dostatočnou zárukou pre jeho zdarnú tvorbu i v budúcnosti a sme presvedčení, že i ďalšie generácie budú s úctou, vďakou a uznaním čerpať z tohto diela s rovnakou láskou, s akou ho on vytváral. Pri tejto príležitosti blahoželáme mu z úprimného srdca, prajeme mu mnoho zdravia do ďalšej vedeckej práce, veľa tvorčieho optimizmu a radostných úspechov v osobnom živote.

Karol Karolus

Jubileum dr. Ľudovíta Ivana

V auguste tohto roku dovŕšil päťdesiatku významný pracovník a budovateľ Geologického ústavu Dionýza Štúra RNDr. *Ľudovít Ivan*. Narodil sa 9. augusta 1913 v Beleku, okr. Nitra. Do ľudovej školy chodil v rodnej obci, na reálku v Bratislave, kde r. 1934 maturoval. V rokoch 1934—39 študoval na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe prírodopis a zemepis. Keď krátko po jeho absolútoriu bola Karlova univerzita na jeseň roku 1939 zavretá nemeckými okupantmi, získal aprobáciu stredoškolského profesora v Bratislave. V rokoch 1938—1946 vyučoval najprv na Učiteľskom ústave v Spišskej Kapitule, neskôr na gymnáziu v Liptovskom Mikuláši a v Bratislave. Od roku 1946 pracuje na Štátnom geologickom ústave v Bratislave (terajší Geologický ústav Dionýza Štúra). V r. 1949 predložil dizertačnú prácu z geológie a v júni toho istého roku bol promován na Karlovej univerzite v Prahe na doktora prírodných vied.

Počas svojho 17-ročného pôsobenia na Geologickom ústave Dionýza Štúra venoval sa popri práci odbornej aj organizačnej činnosti. Ohotne pomáhal vtedajšiemu riaditeľovi doc. dr. Kuthanovi pri zdolávaní povojnových ťažkostí a pri výstavbe ústavu a hlavne neskôr, v rokoch 1952—58 ako riaditeľ ústavu preukázal slovenskej geológii cenné služby. Vedenie ústavu prevzal za ťažkej situácie, bezprostredne po delimitácii, keď nebolo možné pokračovať v budovaní dobre započatého diela. Prichodilo mu budovať väčšinu oddelení takmer odznovu. Dr. Ivan však túto ťažkú situáciu vedel zvládnuť a podarilo sa mu vytvoriť z ústavu dôstojnú a reprezentatívnu geologickú ustanovizeň, akú ju našla väčšina mladších pracovníkov. Hlavne vtedy vystúpili do popredia jeho hlboko ľudské povahové vlastnosti, húževnatosť a vytrvalosť pri práci, zmysel pre spravodlivosť, objektivnosť a poriadok, rovnako ako skromnosť a srdečný vzťah k spolupracovníkom a podriadeným.

Od roku 1958 pracuje vo veľmi dôležitej oblasti národného hospodárstva — na výskume nerastných surovín. Hoci jeho pracovné úsilie nenachádzalo vždy

patričnú podporu a porozumenie, usilovným výskumom terénov nádejných na keramické suroviny podarilo sa mu zveľadiť surovinovú bázu našej vlasti. Zaslúžil sa predovšetkým o zaistenie surovín pre keramický priemysel na východnom Slovensku. V posledných rokoch boli to objavy veľkých zásob bentonitov a perlitov, ktoré nájdú široké uplatnenie v našom priemysle a poľnohospodárstve. Za túto prácu bolo mu ku dňu baníkov 1963 udelené rezortné vyznamenanie „Najlepší pracovník v geológii“.

Po stručnom priereze prácou naplneného života jubilanta vráťme sa teraz k jeho odbornej geologickej práci. Ako odchovanec Prírodovedeckej fakulty Karlovej Univerzity a žiak profesorov Kettnera, Koutka, Kodyma, Slavíka a iných, začal dr. Ivan odborne pracovať už počas svojho pedagogického pôsobenia. Z tohto obdobia pochádza jeho rozsiahle a súčasne prvé zhrňujúce dielo o slovenských travertínoch. Pozdejšie sa venoval výskumu slovenských trefohôr, hlavne neogénu. Študoval vývoj neogénu severnej a východnej časti Podunajskej nížiny, terciér v okolí Rimavskej Soboty a Šafárikova. Popritom prešiel všetkými neogénnymi oblasťami Slovenska a azda niet jedného typického profilu neogénov na Slovensku, ktorý by nebol sám študoval a aspoň krátko sa o ňom nezmieňnil v niektorých zo svojich početných publikácií, rukopisných zpráv a posudkov.

Záslužnú prácu vykonal dr. Ivan v historiografii slovenskej geológie. V období, keď nastal búrlivý rozvoj geológie na Slovensku, odkrýval mladej nastupujúcej generácii geológov vzory príkladných a vede oddaných výskumníkov, prírodovedcov Slovákov, na ktorých sa po I. svetovej vojne takmer zabudlo. Venoval niekoľko prác životu a dielu prvého slovenského geológa Dionýza Štúra, lekára, prírodovedca, spisovateľa G. K. Zechentnera, vedeckého zakladateľa Baníckej školy v Banskej Štiavnici Samuela Mikovíniho, J. P. Klemensa, J. A. Kornhubera a ďalších slovenských alebo na Slovensku pôsobiacich geológov a prírodovedcov.

Dr. Ivan vykonal veľký kus práce aj pri popularizácii geologických vied. V rôznych časopisoch uverejňoval kratšie i dlhšie články, ktorými priblížil širokej nezásvätenej verejnosti a mládeži geologické vedy, ich históriu a popredné osobnosti geológie na Slovensku v minulosti.

Osobitnú kapitolu v diele jubilanta zaberajú práce na poli výchovy mládeže. Je autorom scenárov mnohých náučno-vedeckých krátkych filmov a diafilmov. Najmodernejšou a vysoko účinnou učebnou metódou — živým obrazom, filmom — odovzdáva svoje dlhoročné vedomosti a skúsenosti geológa mládeži.

My, blízki i vzdialení spolupracovníci dr. Ludovíta Ivana, ktorí sme v ňom našli priateľa, učiteľa a radcu, ale predovšetkým vzácneho človeka, k jeho päťdesiatke mu zo srdca úprimne blahozeláme a do ďalšej tvorivej práce želáme mnoho úspechov.

Kolektív neogénu GÚDŠ

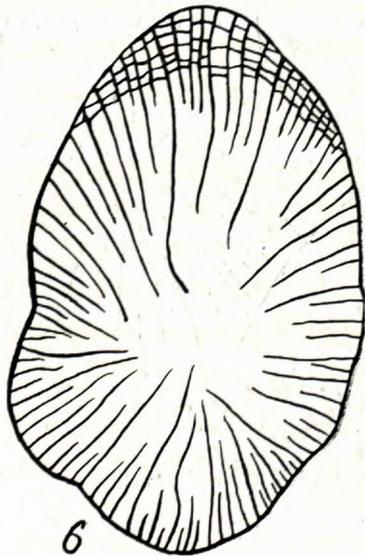
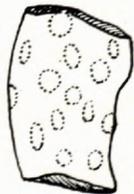
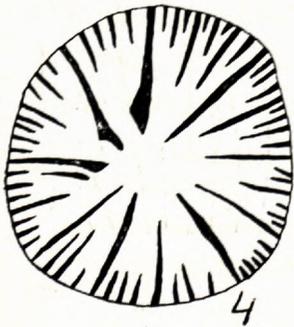
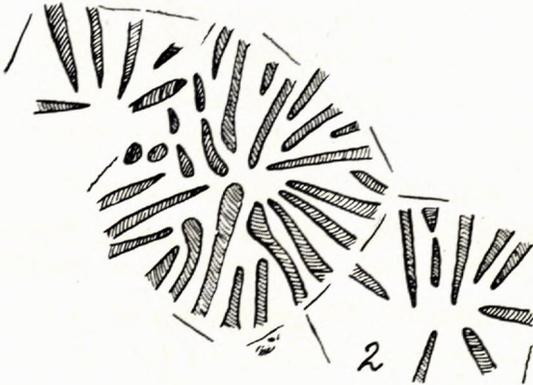
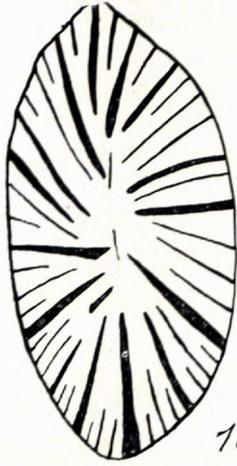
GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 30

Vydal Geofond, redakcia v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied roku 1963

Hlavný redaktor: člen-korešpondent ČSAV Michal M a h e l 301-03. Daň 5 %. 52137/62-VO.
Papier 5154-01, 70×100, 70 g. AH 22,81, VH 23,32. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS
v Bratislave písmom garmond Kolektív.

K-07*31369

Cena brož. Kčs 27,50
56/III-3



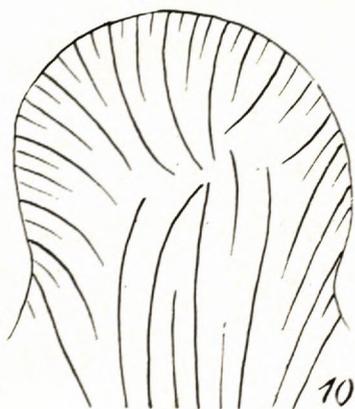
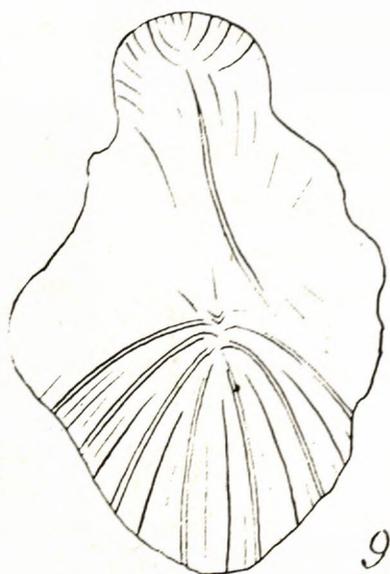
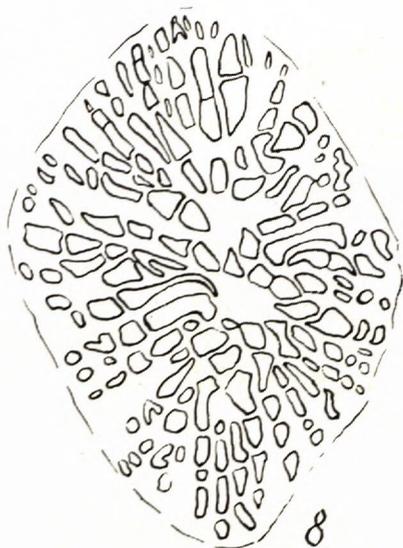
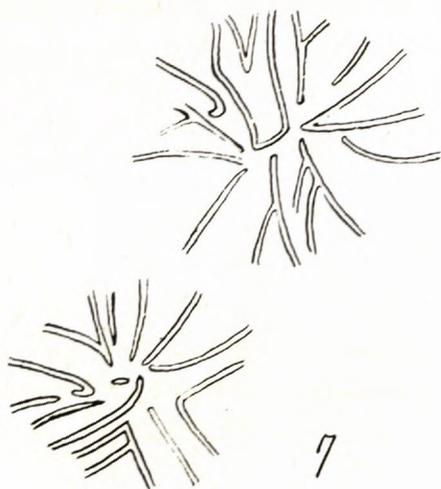




Abb. 11

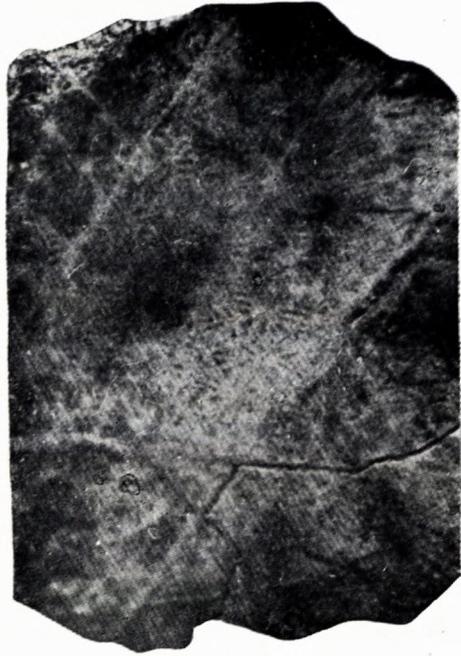


Abb. 12

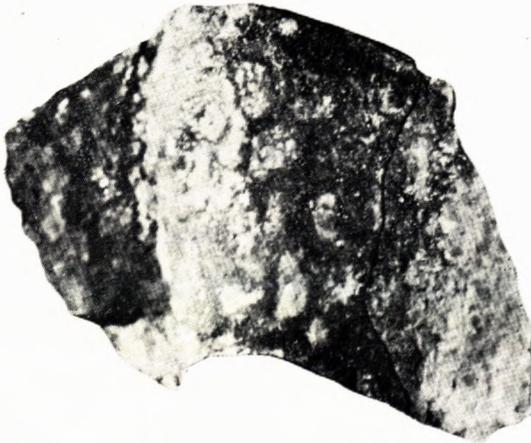
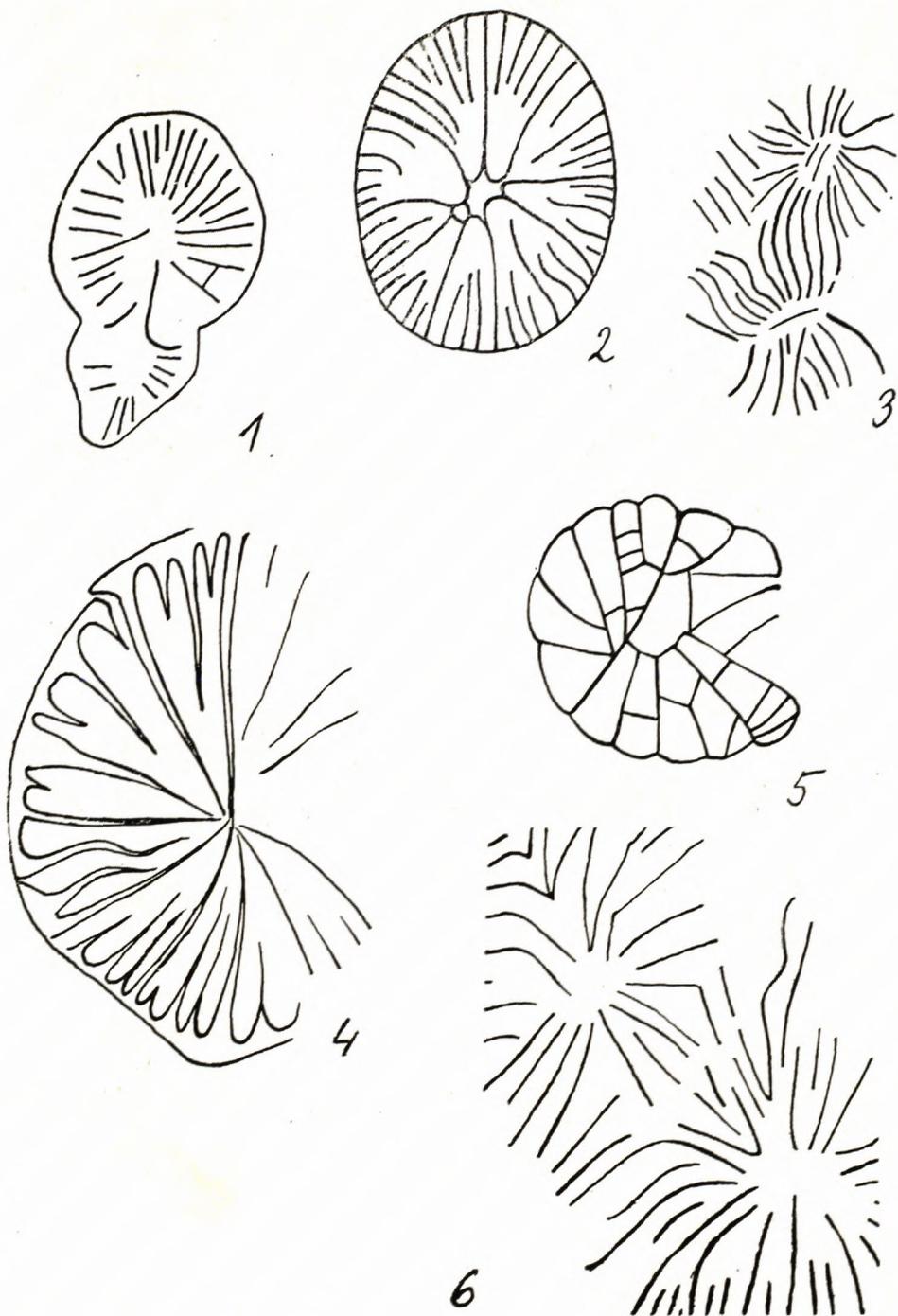
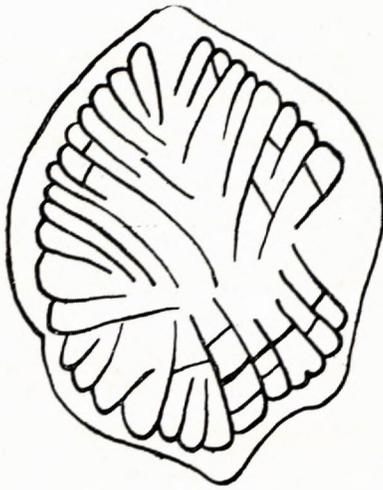


Abb. 13

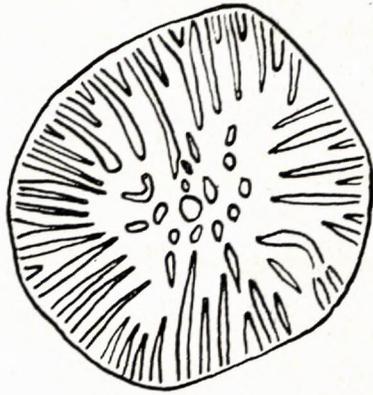


Abb. 14

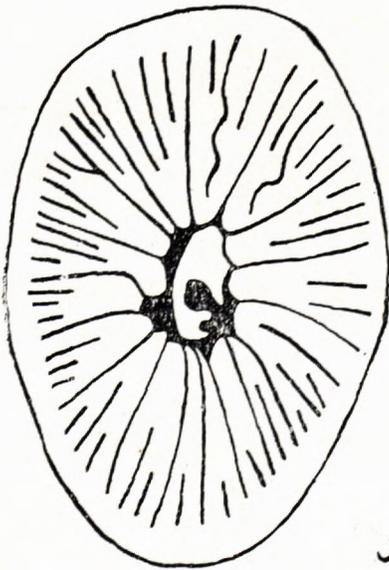




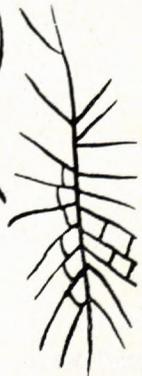
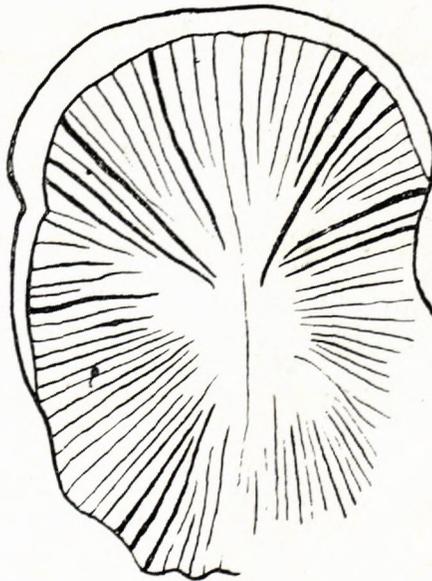
1



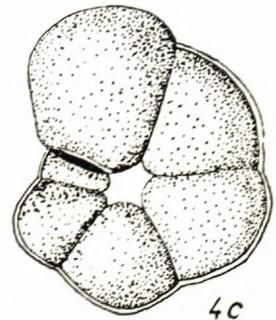
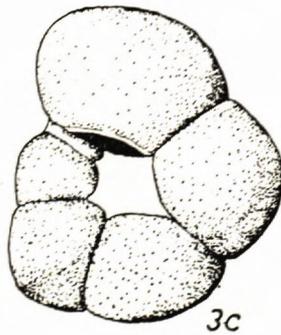
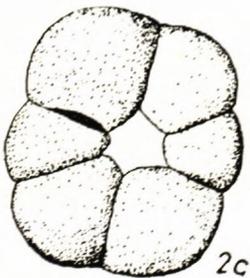
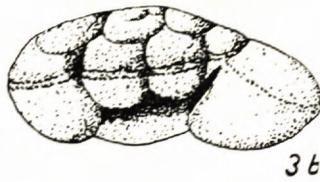
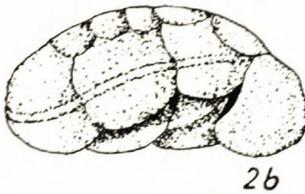
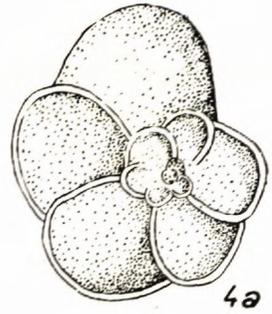
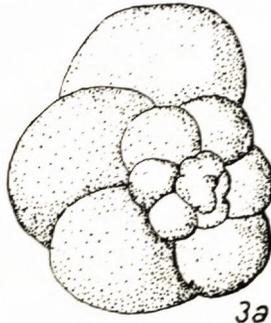
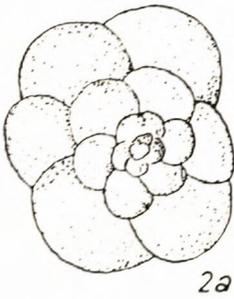
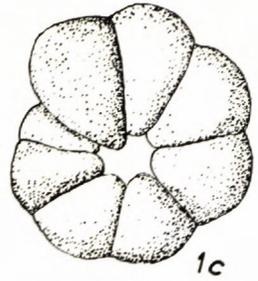
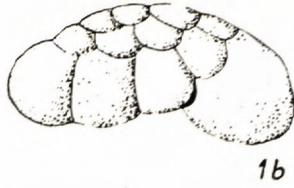
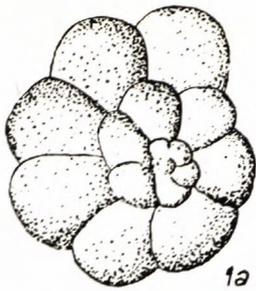
2

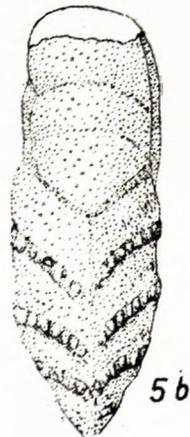
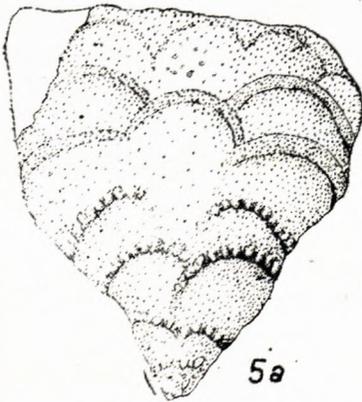
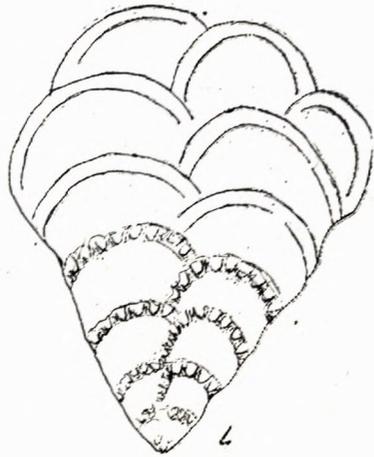
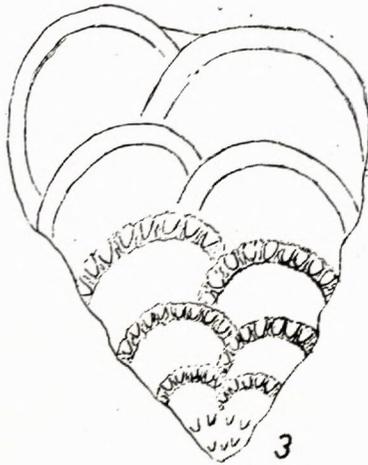
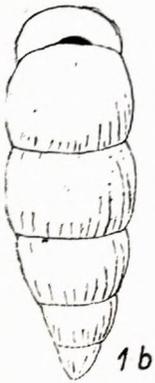
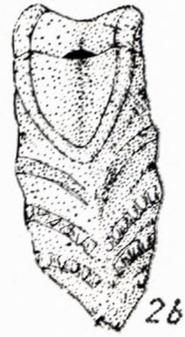
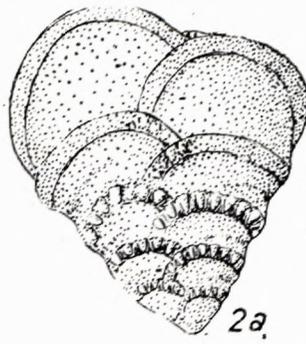
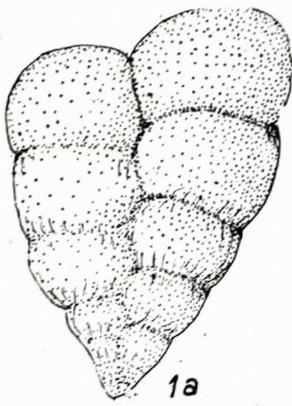


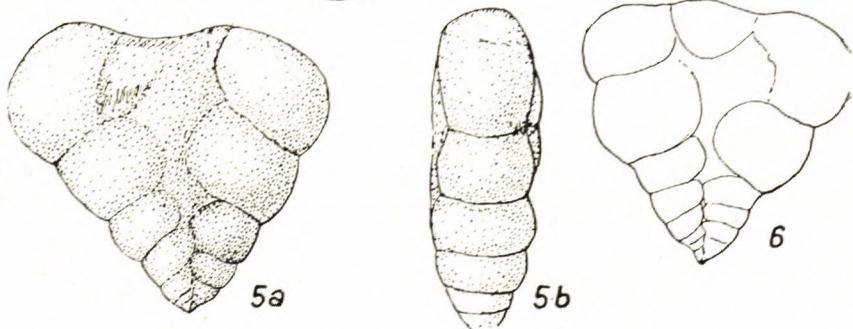
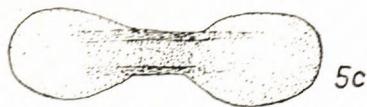
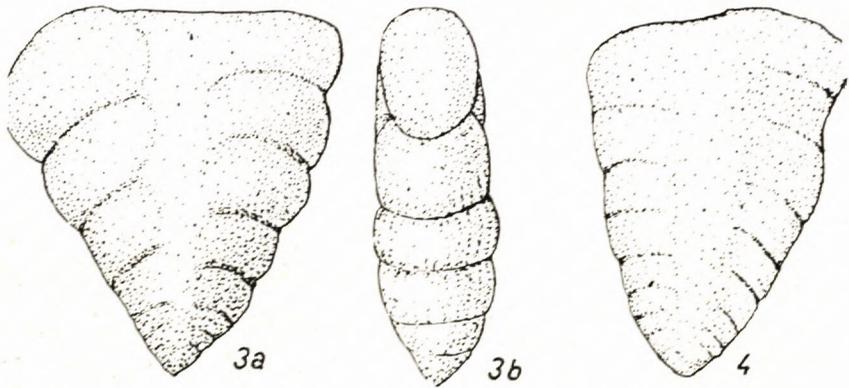
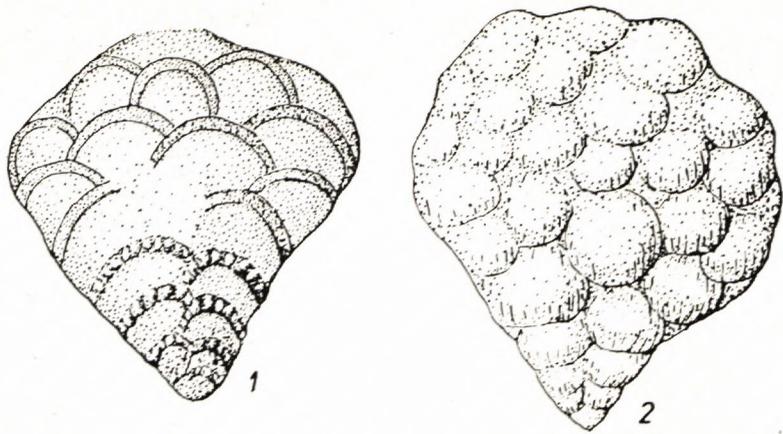
3

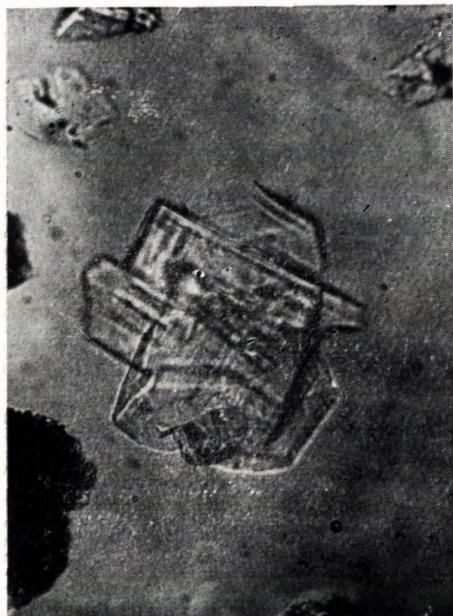


4

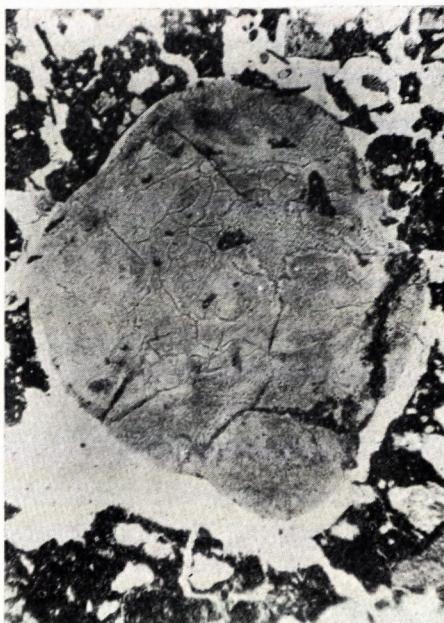




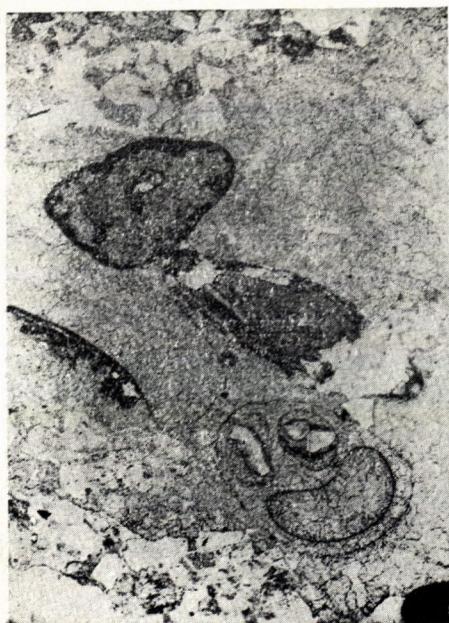




Obr. 1



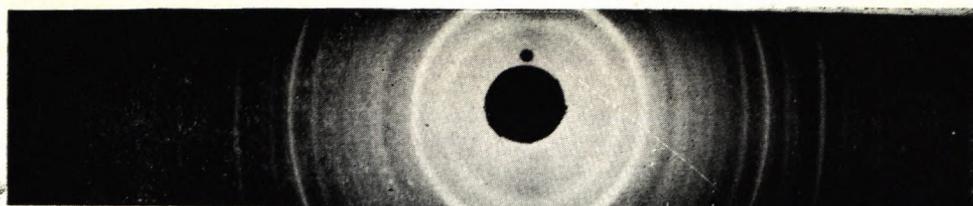
Obr. 2



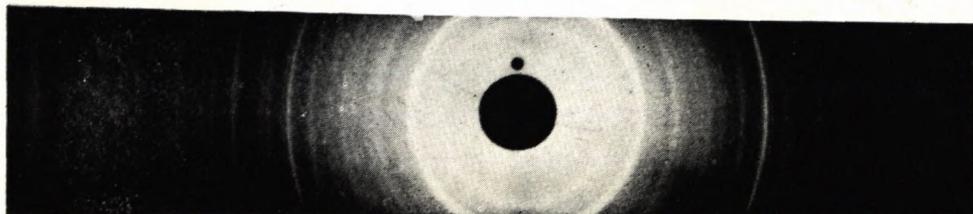
Obr. 3



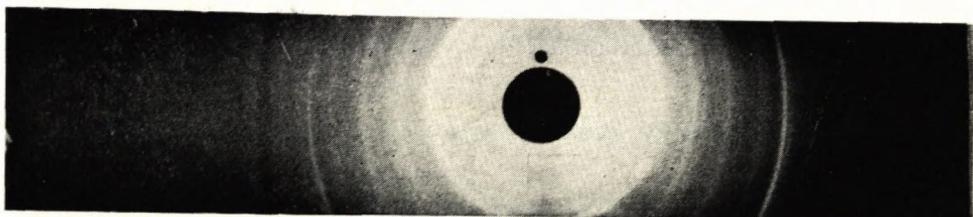
Obr. 4



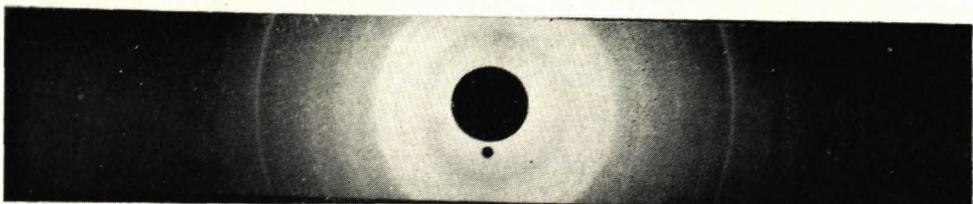
1



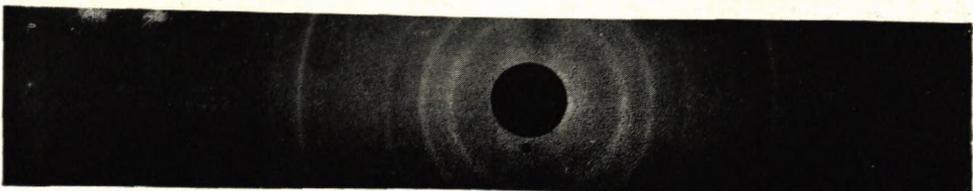
2



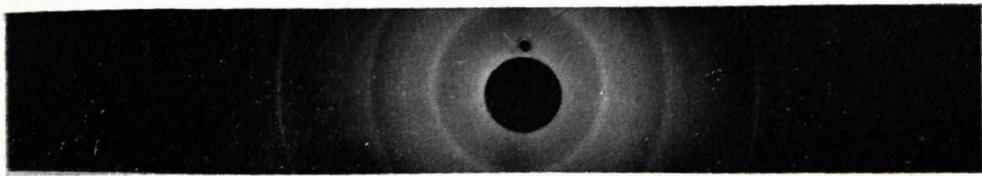
3



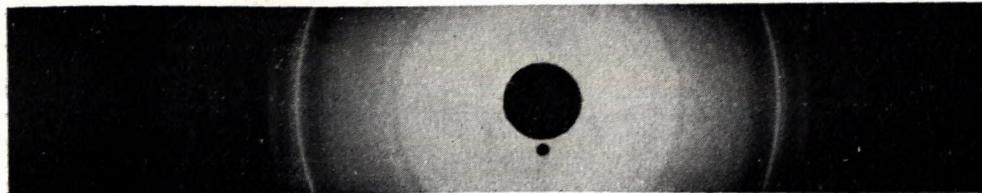
4



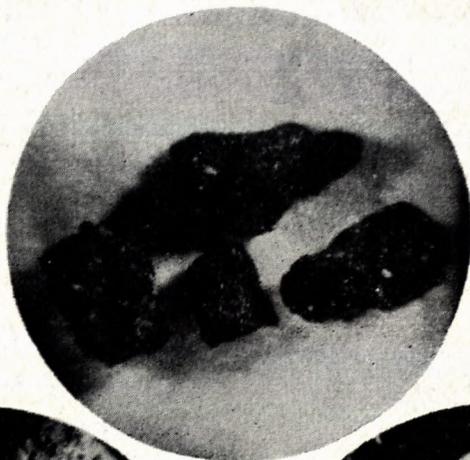
5



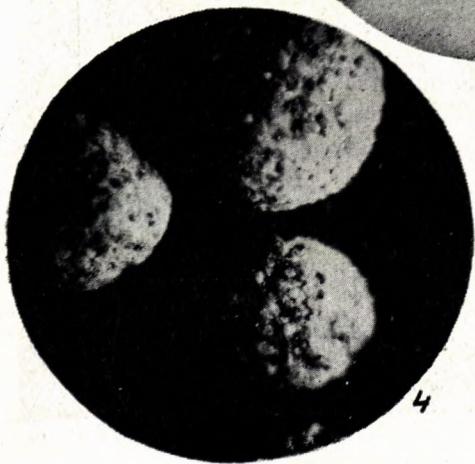
1



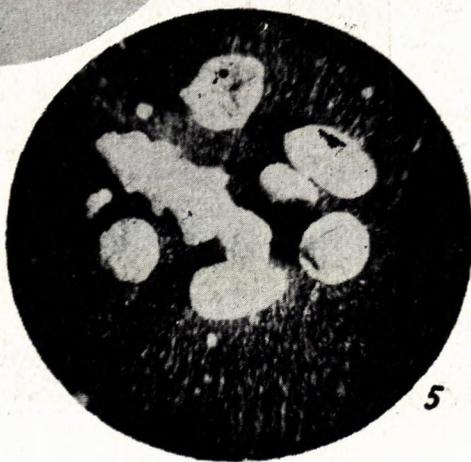
2



3

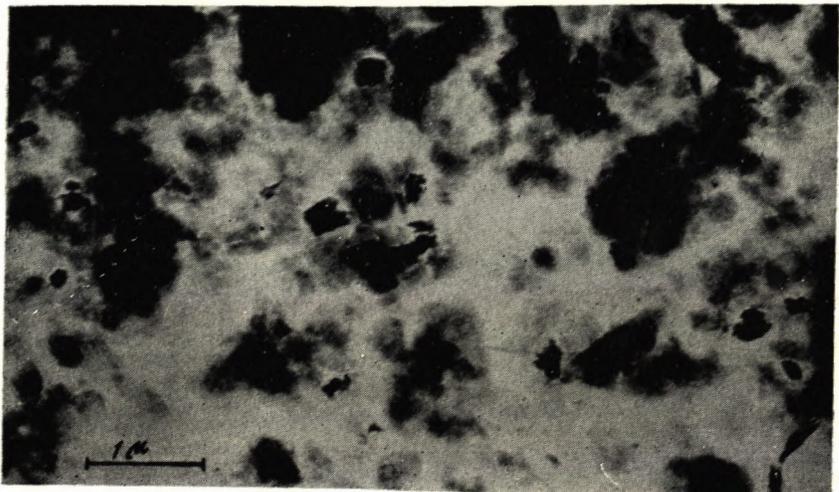
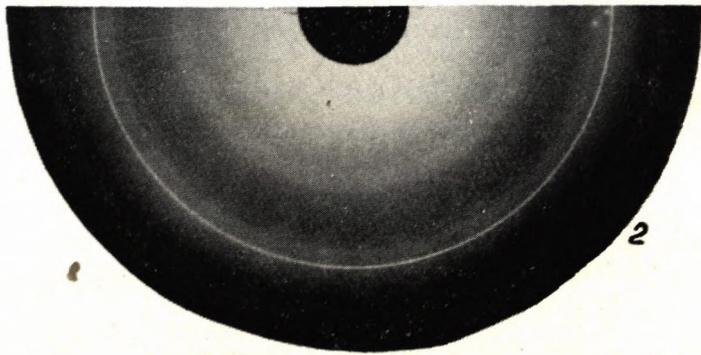
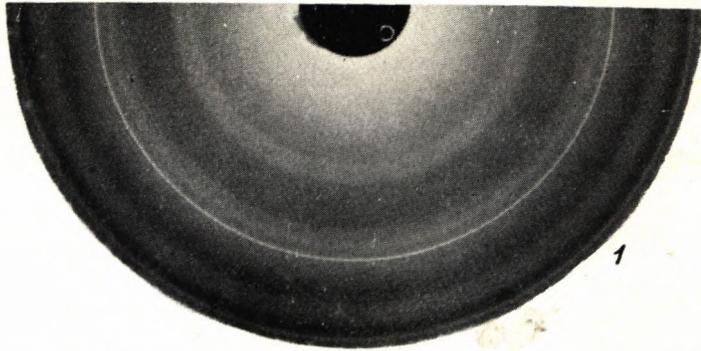


4



5

4



- Zčísť 46. Sborník X. jubilejného sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Košiciach v r. 1956.
- „ 47. Leško: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. — Polák: Manganové rudy M. Karpát — Ivanov: Genéza a vzťah granitoidných intruzíí k superkrustálnym sériám kryštalinika M. Magury. — Janáček: Hydrogeológia a geochemie vývěřů léčivé jodové vody v Číži a okolí. — Zrústek: Príspevek k paragenezi a petrografii rudných žil v Hodruši.
- „ 48. MaheI: Geológia Stratenskej hornatiny.
- „ 49. Sborník — K problémom neovulkanitov Slovenska I.
- „ 50. Fiala: Hlavní typy hornin v širšom okolí Pramenů v Cisáršském lese. — Kodým — Suk: Přehled geologických a petrografických poměrů Blatenska a Strakonicka.
- „ 51. MaheI: Nová jednotka v Západných Karpatoch. — Čtyroký: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu na Považí. — Vaňová: Spodnomiocénna fauna bazálnych zlepcov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku.
- „ 52. Janáček: Neogén východného Slovenska. — Kolektív: Geológia Podvihorlatskej uhoľnej panvy. — Bouček — Příbyl: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku.
- „ 53. Kolektív: Ku geológii Handlovej uhoľnej panvy (vydané z príležitosti 50. výročia HUB).
- „ 54. Kolektív: K problémom neovulkanitov Slovenska II.
- „ 55. Jubilejné číslo, vydané z príležitosti 15. výročia SNP a oslobodenia ČSSR. Viazané 334 strán, XVI. tabuliek.
- „ 56. Kolektív: Príspevek ku geológii Spišsko-gemerského rudohoria I.
- „ 57. Švagrovský: Biostratigrafia a fauna mäkkýšov vrchného tortónu z východného úpätia Slanských hôr. — Cícha: Stratigrafické přehodnocení mikrofauny tzv. chatských vrstev na jižním Slovensku ve vztazích k sedimentům Paratethydy.
- „ 58. Benard: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (v němčine s českým resumé).
- „ 59. Seneš — Dobra — Dlabáč — Mořkovský — Michalíček — Rónai: Ku geologickým problémom Podunajskej nížiny. — Čechovič — Vass — Bresťenská — Priehodská — Lehotařová — Ondrejčková: Príspevek ku geológii južnej časti Košickej kotliny.
- „ 60. Príspevek československých geológov k V. kongresu Karpatobalkánskej asociácie v Bukurešti. Práce sú publikované v reči anglickej, francúzskej alebo nemeckej.
- „ 61. Materiály II celoslovenskej geologickej konferencie: Úvodné referáty, rezolúcia; materiály komisie Spiša—Gemera.
- „ 62. Materiály II. celoslovenskej geologickej konferencie: sekcia kryštalinika; sekcia mezozoika.
- „ 63. Materiály II. celoslovenskej geologickej konferencie: sekcia flyša; sekcia neogénu.

Geologické práce, Zprávy 1—28

Obahujú kratšie články a pojednania predbežného i zásadného charakteru zo všetkých odvetví geológie.

Cena brož. Kčs 27,50