

# GEOLOGICKÉ PRÁCE



## ZPRÁVY 21

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1960

1 B 19/c



L. Zoltes

979/61

## OBSAH

1. MaheI M.: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát ( <i>anglické resumé</i> ) . . . . .	5
2. MaheI M.: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine ( <i>francúzske resumé, tab. VII–VIII</i> ) . . . . .	29
3. MaheI – Kullmanová: Doplnky k manínskej sérii . . . . .	71
4. Eristavi M. S.: Niektorí spodnokriedoví hlavonožci z centrálnych Karpát ( <i>v ruš- tine, tab. I–V</i> ) . . . . .	81
5. Biely A.: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporid ( <i>nemecké resumé</i> ) . . . . .	109
6. Kullmanová A.: Litologický profil manínskou sériou z okolia Belušských Slatín 127	127
7. Bajanič Š.: Paragenetické pomery na ložisku Hummel ( <i>nemecké resumé, tab. IX–X</i> ) . . . . .	133
8. Chmelík – Snopko: Vulkanizmus kremitých porfýrov a ich stratigrafické posta- venie v západnej časti gelnickej série Spišsko-gemerského rudohoria ( <i>nemecké resumé, tab. XI–XIV</i> ) . . . . .	147
9. Roth Z.: Paleogeografické rysy západní časti československého flyšového pásma Karpát z hľadiska poměru Karpát a Českého masívu ( <i>anglické resumé</i> ) . . . . .	181
10. Zorkovský B.: Doplnky k poznaniu petrograficko-chemickej povahy diabázových hornín v juhoslovenskom mezozoiku ( <i>nemecké resumé, tab. VI</i> ) . . . . .	195

## INHALT

1. MaheI M.: New Informations about Mesozoic of Central Carpathians . . . . .	5
2. MaheI M.: Nouvelles connaissances des certaines „regions clés” de la Strážovská hornatina (pl. VII—VIII) . . . . .	29
3. MaheI — Kullmanová: Beitrag zur Kenntnis der Manín-Serie . . . . .	71
4. Eristavi M. S. (Tbilisi): Einige unterkretazische Cephalopoden aus Zentral-karpaten (in russischer Sprache, Tab. I—V) . . . . .	81
5. Biely A.: Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der „Wurzelzonen” in der Veporiden-Zone . . . . .	109
6. Kullmanová A.: Lithologisches Profil durch die Manín-Serie aus der Umgebung von Belušké Slatiny . . . . .	127
7. Bajanič Š.: Paragenetische Verhältnisse in der Lagerstätte Hummel (Tab. IX—X) . . . . .	133
8. Chmelík — Snopko: Vulkanismus der Quarzporphyre und deren stratigraphische Lage im westlichen Teil der Gelnicaer Serie (Zips-Gömörer Erzgebirge) (Tab. XI—XIV) . . . . .	147
9. Roth Z.: Paleogeographical Features of the Western Part of the Czechoslovak Flysch Zone of the Carpathians from the Point of View of the Relation of the Carpathians to the Bohemian Massif . . . . .	181
10. Zorkovský B.: Zum petrographisch-chemischen Charakter der Diabasgesteine aus dem südslovakischen Mesozoikum (Tab. VI) . . . . .	195

MICHAL MAHEL

## NOVÉ POZNATKY ŠIRŠIEHO VÝZNAMU Z MEZOZOIKA CENTRÁLNYCH KARPÁT

(*Anglické resumé*)

Pred niekoľkými rokmi považovali sa základné problémy stavby druhohorných jednotiek Západných Karpát za vyriešené; dokonca v novšej dobe ešte roku 1959 na sjazde Polskioho geologiczneho tovaryszta v Tatrách sa vehementne tvrdilo (pre Vysoké Tatry), že nové výskumy nijako podstatne nezmenia názor na geologickú stavbu a jej historicko-geologický vývin. Avšak už po 5—6 rokoch intenzívneho štúdia dochádzame na základe množstva nových faktov k záverom, ktoré nezodpovedajú starej koncepcii. Dnes, v období generálok stojíme pred otázkou, či na základe nových faciálnostratigrafických i tektonických faktov máme prepracovať starú prikrivovú koncepciu, alebo vypracovať koncepciu novú. V tomto príspevku chceme poukázať na najdôležitejšie novšie poznatky a nadhodiť niektoré s tým súvisiace problémy.

\*

**Severné gemeridy.** Najväčší pokrok sa dosiahol v gemeridnom mezozoiku vďaka širokému uplatneniu biostratigrafickej metódy (prvý raz v histórii centrálneho pásma na širokej základni) i podrobnému geologickému mapovaniu. Rozpracovanie stratigrafie ukázalo, že dve mezozoické pásma — severogemeridné a juhogemeridné — predstavujú i dve odlišné faciálnostratigrafické jednotky, ktoré vznikli v navzájom súvisiacich, ale samostatných sedimentačných pásmach západokarpatskej geosynklinály. Takéto závery, doložené prvý raz v Stratenskej hornatine (M a h e l 1957), potvrdil výskum v Muránskej planine a v Slovenskom krase (B y s t r i c k ý 1959a, 1959b). Osobitný vývin severogemeridného mezozoika, skúmanie jeho faciálnych vzťahov k predmezozoickému podložíu i k susedným mezozoickým sériám — k sérii vernárskeho pruhu i k tzv. sérii Foederata — viedli k tomu, že sa severogemeridné mezozoikum považovalo za autochtónny útvar a čiastočne i k názoru o autochtónnosti gemeríd, čo potvrdili a čiastočne i doplnili neskoršie výskumy západne od Stratenskej hornatiny, hlavne v mezo-

zoiku v nadloží kryštalinika zóny Kráľovej hole (B y s t r i c k ý 1959; B i e l y 1961). Jednotka vernárskeho pruhu má i tu úzke faciálne i tektonické vzťahy k severogemeridnému mezozoiku. Dôležitý v tomto smere je poznatok, že tzv. melafýrové horniny, tvoriace väčšie teleso pri Švermove i na Stožke, predstavujú vlastne kremité porfýry a ich tufy (Z o r k o v s k ý 1959a, b). Tým padá i posledný vážnejší argument o príslušnosti vernárskeho pruhu k chočskej jednotke. Pre severogemeridný spodný trias sú príznačné kyslé efuzíva. Hadce považované za spodnotriasové (K o r d i u k 1940; K a m e n i c k ý J. 1953) sú mladšie, kontaktne metamorfujú stredný trias a ich telesá sa našli uprostred strednotriasových súvrství pri Bielych Vodách na južnom okraji Stratenskej hornatiny. Ich kontaktné účinky na aniské dolomity boli už predtým známe (M a h e l 1957). Výskumy v Muránskej plošine a pri jej okrajoch potvrdili (B i e l y) starší názor (F o e t t e r l e 1867; Z o u b e k 1930) o prítomnosti série Foederata. Ako v Stratenskej hornatine, ani tu nemá táto séria také členy, ktoré by poukazovali na jej príslušnosť k chočskej jednotke, prípadne k nejakému vyššiemu príkrovu (S c h ö n e n b e r g 1948). Preto ju možno považovať za okrajový severogemeridný vývin, zvaný *dobšinský* (M a h e l 1957). Katakryštalické podložie, s ktorým je geneticky spätá, odráža sa vo faciálnom charaktere spodného triasu, v menšej hrúbke celej série a v silnejšej metamorfóze; je totiž súčasťou spodnej stavby. Po zaradení vernárskeho pruhu i dobšinského mezozoika k severogemeridnému pásmu niet dôvodu k tomu, aby sa kryštalinikum zóny Kráľovej hole považovalo za koreňovú zónu chočskej jednotky.

Významným tektonickým poznatkom v gemeridách je zistenie megasynklinálneho charakteru severogemeridného mezozoika, s pohybovou vergenciou značnej časti (južných) štruktúr v Stratenskej hornatine smerom k juhu. Pestre súvrstvie pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, ktoré sa považovalo za vrchnokriedové (K e t t n e r 1951), tektonicky porušené, leží na predtým zvrásnenom inverznom reliéfe (M a h e l 1957). Nejde však o tektoniku vrásovú, ale zlomovú. Prípadná zmena názorov na stratigrafickú príslušnosť pestrého súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni neovplyvní pri novom ponímaní jeho tektonického štýlu názory o časovom rozložení jednotlivých fáz vrásnenia. Závažné je i zistenie metamorfózy značnej časti severogemeridného mezozoika v Stratenskej hornatine; táto metamorfóza nie je spôsobená presunom mäs, či tlakom nadložia, ale je podmienená spodnou stavbou. Násunový charakter severogemeridného mezozoika i mladšieho paleozoika pri okraji periklinálneho ukončenia veporidného kryštalinika, obaleného mezozoikom dobšinského vývinu, i tektonické okná Hrdzavej s dobšinským mezozoikom v podloží karbónu a mezozoika Muránskej plošiny zvädzajú ponímať gemeridy ako rozsiahly príkrov, avšak násun je preukázaný len na niekoľko málo km (4–5), i to len lokálne. Južné vergencie a predpoklad dvoch fáz vrásnenia v gemeridách vedú S c h ö n e n b e r g a (1948) k názoru, že v prvej fáze vznikol príkrov gemeríd, v druhej, pokriedovej fáze zas dielčie štruktúry, hlavne s južnou

vergenciou. Význam týchto tektonických poznatkov (zistenie južných vergencií u štruktúr rozložených v južnej časti severogemeridnej megasynklinály — severné štruktúry mávajú totiž obvykle vergenciu usmernenú k severu) možno lepšie posúdiť až v širšom rámci centrálnych Karpát. Vrátime sa k nim pri rozbere centrálného pásma. O existencii príkrovu gemeríd, presunutého ako celku na desiatky km, niet tektonických dokladov. Podľa posledných tektonických zistení (K l i n e c 1960) je hranica veporidy—gemeridy stará, predmezozoická.

Chočskú jednotku v Západných Karpatoch charakterizuje vývin triasových členov; typickým pre ňu je pestré súvrstvie zv. „werfen“ s melafýrmi. Pre jej vývin sú charakteristické vápence s rohovcami (reiflingský typ) a hrubšie lunzské vrstvy; nazveme ho *bielovažský*. Jura má vývin plytkovodný ako série západokarpatskej skupiny; neokom je zhodný s vývinom krížňanskej série, prípadne niektorých sérií zo západokarpatskej skupiny. I keď naše poznatky o stratigrafii triasových členov chočskej série len málo pokročili, možno už dnes v stredno a vrchnotriasovom vápencovo-dolomitickom komplexe odlišiť tri výviny, — série, a to: a) *séria čiernovažská\** s prevahou dolomitov aj v strednom triase, bez vápencov reiflingského typu a bez hrubších polôh lunzských vrstiev, zato s častými vložkami pestrých keuperských bridlic; b) *séria bielovažská* — s vápencami reiflingského typu a s lunzskými vrstvami; c) *séria strážovsko-nedzovská* s bielymi vápencami wettersteinského typu, ktoré zastupujú nielen ladin, ale i anis (aspoň jeho vrchnú časť) miestami čiastočne i vrchný trias.

Možno teda usudzovať, že triasové masy čiernovažskej série miestami zastupujú spodné členy zliechovskej série. Ich častá nadložná poloha je čisto tektonická, teda druhotná. Nasvedčujú tomu i zavrásnené členy zliechovskej série medzi Medzibrodом a Slovenskou Lupčou a lokálne zachované prevrátené krídla (severný svah Nízkych Tatier) východne od Demänovskej doliny, na Urpíne i inde pri Banskej Bystrici. Budúce výskumy musia osobitnú pozornosť venovať styku neokomu s nadložným triasovým vápencovo-dolomitickým komplexom. Pri jeho podrobnom sledovaní na južných svahoch Nízkych Tatier medzi Moštenicou a Kostiviarskou dochádzame k záveru o prítomnosti členov jury, čiže o existencii tektonicky komplikovaného redukovaného krídla. Zistenie werfenu s melafýrmi ako bazálneho člena vysokej série Malých Karpát (M a h e l 1959a) a výskytu melafýrov v doprovide kremencového súvrstvia v podloží série západokarpatskej skupiny (Iupčianskej) na svahoch doliny Drienkyňa podporujú názor o tom, že značná časť triasových mäs chočského vývinu predstavuje podložie mladších krížňanských členov. Pri riešení nadhodeného problému nemožno obísť ani skutočnosť, že tzv. čelné časti krížňanskej série majú štruktúry budované len mladšími členmi (napr. pri Trenčianskych Tepliciach na okraji manínskej série členy počínajúc liasom). Triasové členy vystupujúce na blízku v ich nadloží patria chočskej sérii.

\* V posledných rokoch sme ju nazývali chočko-krížňanskou (M a h e l, 1956).

Naväzovanie mladších členov chočskej série na členy krížňanskej série vzbudzuje podozrenie normálneho stratigrafického sledu (napr. jury chočskej série a neokomu krížňanskej série na svahoch Kosčieliskej doliny vo Vysokých Tatrách — viď geologickú mapu Guzika 1939, 1959; — jury a neokomu v chočskej série na neokom — albské súvrstvie krížňanskej série na severných svahoch Rohatej skaly v Strážovskej hornatine — viď geologické mapy Maheľ — Kuthan 1947; Andrusov 1951). Na základe týchto skutočností i poznatkov z veporid, ktoré by mohli predstavovať koreňovú zónu chočského príkrovu, je logické hľadať pôvodný sedimentačný priestor tejto chočskej jednotky v pásme tatríd v priestoroch, ktoré v období triasu predstavovali dielčie synklinály, prípadne priekopové prepadliny. Značná hrúbka werfenských vrstiev chočskej série (miestami cez 1000 m) poukazuje na vznik v sedimentačnom priestore s intenzívnym poklesom. Zlomy, pozdĺž ktorých prebiehal negatívny pohyb, slúžili i ako výstupné cesty telesám vulkanických hornín melafýrovej skupiny. Z týchto skutočností možno usudzovať, že „melafýrová séria“ vznikla skôr vo vnútorných dielčích synklinálach než v jednom pásme ležiacom na juh od pásma kryštálických jadier. V druhom prípade by uprostred veporského kryštalinika mali byť prívodné kanály melafýrov (upozornil na to V arček pri diskusii na zasadaní Geologicko-mineralogickej spoločnosti v Bratislave dňa 17. 3. 1960), ktoré sa však vo veporidách nikde nenašli. Podrobnejšie spracovanie stratigrafie jednotlivých vývinov a ich bližšie priestorové vymedzenie umožní nám zaujať konkrétnejšie stanovisko i k otázke vzťahu chočskej a krížňanskej série. Je pravdepodobné, že časť werfenu s melafýrmi je permského veku.

**Krížňanská jednotka.** Poznatky o krížňanskej jednotke sa podstatne rozšírili, hlavne pokiaľ ide o jurské členy, predovšetkým lias, kde v zmysle členenia ovplyvneného príkrovovou koncepciou (Matějka — Andrusov 1931; Andrusov 1959) sa pripúšťala značná faciálna pestrosť a premenlivosť. Dnes však v najspodnejšom i vo vyššom liase, v dogere i v malme možno rozlíšiť dve skupiny facií, a to: *hlbšiu* morskú a *plytšiu* morskú. V spodnom liase k prvej patrí súvrstvie s náznakmi rytmického sledu charakterizované tmavými bridlicami, piesčitými bridlicami, pieskovecami, vložkou oolitických a krinoidových vápencov. Jeho hranica voči podložnému rétu je kartograficky, ale i stratigraficky často problematická. O niečo plytší vývin predstavuje súvrstvie s prevahou plytkovodných vápencov, zväčša tmavošedých, obyčajne drobnokryštálických i krinoidových, piesčitých vápencov a rohovcových krinoidových vápencov. Vyšší lias hlbokovodný zastupujú škrvrité sliene a slienité vápence. Sprievodné spongolity, prípadne vápence so špongiovými rohovcovými konkréciami môžu v niektorých priestoroch (Belanské Tatry) predstavovať splytčenie. Výrazne plytší je tzv. hierlacký vývin pestrých, prevažne ružových hrubokryštálických i celistvých brachiopódových a krinoidových vápencov, v niektorých stratigrafických horizontoch (najčastejšie



v toarse) často doprevádzaný, prípadne lokálne celkom nahradený vývinom červených hluznatých vápencov adnetského typu. Stratigrafické rozpätie krinoidových vápencov je však podstatne väčšie než sa predpokladalo, lebo zastupujú nielen stredný a vrchný lias, ale často i doger až kimeridž (bajoská fauna na Prístodolku v Malých Karpatoch, batská a kimeridžská fauna na Čiernom vrchu pri Valaskej Belej). Ako vidieť, i doger v komplexe začleňovanom ku krížňanskej sérii, má veľa hlbokomorského vývinu zelenkavých kremitých radioláriových vápencov a radiolaritov aj plytkovodný vývin hierlackého typu, často doprevádzaný, prípadne zastupovaný žltosivými rohovcovými (špongióvymi), čiastočne krinoidovými vápencami. V malme hlbokovodný vývin reprezentujú červené i žltosivé lavicovité radiolariové vápence, plytší vývin zas ružové celistvé, miestami hluznaté, čiastočne slienité vápence často s hluzami radiolaritov, tu i tam s vložkami krinoidových vápencov.

Príznačné je, že najčastejšie jedny štruktúry majú všetky jurské členy vo vývine hlbšom, iné zas v plytšom. Ak pritom uvážime, že vývin jury je hlavným kritériom pre rozlišovanie sérií, keďže jura predstavovala najvýraznejšie geosynklinálne štádium, potom je nutné rozčleniť tieto dva zásadne odlišné vývinu jury ako osobitné série. Jedna má vývin hlbší, druhá plytší. Správnosť rozčlenenia na dve série prvého radu potvrdzujú i výskumy spodnej kriedy. Prvý typ má vývin šedých slieňov a slienitých vápencov, druhý typ má vývin veľmi často plytší. Výrazne sa prejavujú tieto rozdiely vo vývine kriedy v Strážovskej hornatine, kde séria plytkovodná, zvaná belanská (M a h e I 1959a), v nadloží beriasu vykazuje hiát. Vrchnú časť neokomu zastupujú v nej šedé a tmavošedé organogénne vápence s hluzami tmavých rohovcov. Vápence obdobného typu (blízke typu urgonskému) vystupujú i ako polohy uprostred slienito-bridličnato-pieskovcového súvrstvia albu.

Medzi týmito dvoma základnými typmi sérií — s hlbším a plytším vývinom — sú prechody, vyjadrené miešanými faciami; u niektorých štruktúr majú jedny stratigrafické členy vývin hlbší, iné zas plytší. Plytkovodný vývin je rozšírený hlavne v toarcu, čiastočne v lotaringu a v malme; v takých prípadoch ide o prechodné série, čiže série druhého radu. Stretávame sa s nimi často v Nízkych Tatrách a vo Veľkej Fatre, zvlášť v ich južných častiach. Krížňanská jednotka sa takto vo väčšine jadrových pohorí rozpadla na *dve série prvého radu a série prechodné, čiže série nižšieho radu*; preto sme nútení zaviesť nové pomenovanie. Pre sériu s hlbokomorským vývinom navrhujeme označenie *z l i e c h o v s k á*; možno ju totiž študovať v celom rade odkryvov v okolí Zliechova. Doterajší názov krížňanská séria nedoporučujeme užívať už i z toho dôvodu, že na samotnej Krížnej nevyšťupuje táto séria v typickom vývine, ale ako séria prechodná.

Séria s plytkovodným vývinom jury a spodnej kriedy má menšie odchýlky vo vývine niektorých členov od pohoria k pohoriu; preto zhrňujeme tieto lokálne série do skupiny zvanej *z á p a d o k a r p a t s k á* (M a h e I 1959).

Vzhľadom na značnú variabilitu vývinu niektorých členov prechodných sérií,

nebolo by zatiaľ účelné zavádzať pre každú osobitný názov, a to ani vtedy, keď predstavuje osobitnú, priestorove obmedzenú lokálnu štruktúru.

V Malých Karpatoch sme podstatnú časť mezozoika, pričleňovanú donedávna ku krížňanskej sérii pre plytkovodný vývin jury a čiastočne i neokomu vyčlenili ako *vysocká séria*. Jura a nekom v hlbokomorským vývine (škvornité sliene a vápence liasu, radiolariové vápence a radiolarity dogeru a malmu a šedé sliene a slienité vápence neokomu) tvoria tu len úzke štruktúry — v niektorých profiloch jednu, inde zas dve — uprostred radu štruktúr vysockej série. Spoločný vývin triasových členov a albu i tektonická spätosť a prechodné vývinu hlavne dogeru, malmu a neokomu svedčia o genetickej spätosti vysockej a zliechovskej série (v užšom slova zmysle). A n d r u s o v (1959, str. 231 a 209), opierajúc sa pri stratigrafickej charakteristike o nepublikovanú archívnu zprávu autora, považuje vysockú sériu v duchu príkrovovej koncepcie za samostatnú šupinu presunutú spolu so subatranskými príkrovmi od juhu.

V Inovci vystupuje zliechovská séria v južnej a strednej časti (M a h e l 1950). Až u Hrádku, práve tam, kde sa v jej doprovode pri okraji kryštalickeho jadra stráca „obalová“ séria — *inovecká*, nastáva laterálne splytčenie vývinov jury. Škvornité sliene liasu a radiolarity dogeru sú zastúpené spongolitovo-krinoidovým vývinom, červené radiolarity malmu červenými, čiastočne slienitými vápencami. Severnejšie, medzi Račolubami a Beckovom sa objavuje iná séria — *beckovská* — vývinom blízka sérii vysockej. Lias v spodnejších partiách zastupujú v nej sivé jemnozrné piesčité krinoidové vápence s hniezdami a šošovkami sivohnedých rohovcov, vo vrchných zas svetloružové krinoidové vápence. V ich nadloží (doger ?) sú sivé krinoidové a rohovcové vápence, siahajúce až do malmu. Vyššiu časť budujú ružové, často hluznaté vápence, prechádzajúce do svetlosivých vápencov s kalpionelami. Nekom tvoria svetlosivé celistvé vápence s hluzami rohovcov.

V Strážovskej hornatine v úseku Trebichava—Valaská Belá v tzv. spodných digitáciách krížňanskej jednotky (M a h e l 1946, 1948) majú plytkovodný vývin nielen jurské, ale aj kriedové členy. Z podrobnej charakteristiky tejto série, ktorú som nazval *belanskou* (viď M a h e l 1959a a M a h e l 1961 str. 34), vyplýva, že má vývin blízky vysockej sérii. Posledne citovaná práca s priloženou geologickou mapkou a geologickými profilmi jednoznačne rieši faciálny a tektonický vzťah tejto série k sérii zliechovskej. A n d r u s o v (1959, str. 212) na základe stratigrafických tórz (prebraných z nepublikovanej archívnej zprávy autora) uvažuje o možnosti pričlenenia tejto i Ďurčianskej série k obalovým členom jadrových pohorí, čo odporuje zisteným poznatkom.

Séria vývinom blízka belanskej je slabo zastúpená i pri južnom okraji kryštalika Žiaru, v podloží krížňanskej jednotky. Na severných svahoch Žiaru je vyvinutá mohutná krížňanská séria s typickým hlbokomorským vývinom jury. Šedé a ružové brachiopódové a krinoidové vápence hierlackého typu z Páleného vrchu so známou brachiopódovou a lamelibranchiátovou faunou (S t a c h e 1865;

Vetters 1909) nepatria krížňanskej (Matějka — Andrusov 1931; Andrusov 1959), ale obalovej sérii Žiaru — žiarskej sérii (Mahl 1957). Najnovšie poznatky potvrdzujú názor Vettersa na spodnoliasový vek týchto vápencov. V spodných polohách nadložných slienitých vápencov sa totiž našli amonity zodpovedajúce lotaringu, a to: *Echioceras raricostatum* (Zielen), *Echioceras nodotianum* (d'Orb.), *Lytoceras* sp., *Partschiceras* sp., *Cenoceras* sp., *Phyloceras* sp. (určil M. Rakus). Treba teda i v tomto smere poopraviť názor Andrusova (Andrusov 1959, str. 141) o strednoliasovom (až vrchnoliasovom) veku týchto vápencov hierlackého typu.

V južných častiach Veľkej Fatry a Nízkych Tatier sme už poukázali (Mahl 1956) na značné rozšírenie plytkovodnej série zv. lupčianska i na prítomnosť prechodných sérií so zmiešanými vývinmi. Tieto tzv. južnejšie vývinu liasu krížňanskej série rozložené v zónach bližších k predpokladaným koreňom príkrovov (Matějka — Andrusov 1931; Andrusov 1959) majú však širšie stratigrafické rozpätie a predstavujú plytkovodný vývin celej jury; ide o série príbuzné s vysokou, prípadne i belanskou. V duchu príkrovej koncepcie mala by sa vysoká, belanská a đurčianska séria považovať za južnú časť tatríd (Andrusov 1959); sedimentačný priestor sérií obdobného vývinu v južnej časti Veľkej Fatry a Nízkych Tatier mal by ležať v južnej časti krížňanského pásma, t. j. vo veporidách. V týchto zónach však vystupujú štruktúry s typickým hlbokomorským vývinom jury (oblasť Strednej a Dolnej Molče a Hladla atď.), čiže séria zliechovská. Aj v severných pásmach Nízkych Tatier vedľa hlbšieho vývinu jury nachádzame i vývin plytkovodný, ilanovský. Tektonické a stratigraficko-litologické vzťahy medzi sériami opisovaných dvoch typov krížňanského komplexu, prítomnosť prechodných sérií i priestorové rozloženie sérií západokarpatskej skupiny a zliechovskej série svedčí o tom, že série oboch typov vznikli vo všetkých opisovaných pohoriach vedľa seba, v sedimentačnom priestore morfológicky rozčlenenom na vyvýšeniny a priehlbiny.

Série západokarpatskej skupiny sú blízke niektorým tzv. tatrídnyh sériám, sérii Červenej Magury, vysokotatranskej, manínskej i tribečskej (južná časť Tribča).

Štúdiá na Branisku, v Čiernej hore (Fusán 1960) i v Humenskom pohorí (Mahl 1959a) ukazujú, že celé komplexy začleňované ku krížňanskej a chočskej sérii (a v prvých dvoch i k tatrídnej) sú súčasťou jedinej série, vývinom blízkej sériám západokarpatskej skupiny (Mahl 1959a).

Pozoruhodné postavenie má séria tzv. dielového príkrovu Havrana v Belanských Tatrách (Andrusov 1959, 1959a). Jej vývin jury (kremence, v spodnom liase, tmavé bridlice a piesčité vápence spodného lotaringu, červené hľuznaté vápence toarcu, červené hľuznaté vápence malmu a masívne organogénne vápence spodnej kriedy) má plytší ráz ako zliechovská séria. Iste nie je náhodné, že táto séria zaobrá „obalovú“ pozíciu a má veľa spoločných znakov s vysokotatranskou sériou.

„Obalové série.“ Značný pokrok za posledné roky sa dosiahol v poznaní typicky obalových sérií Malých Karpát, Inovca, Suchého a Malej Magury, Žiaru, Veľkej a Malej Fatry. Pre ich spoločné znaky (predovšetkým: vývin väčšiny jur-ských členov poukazujúci na sedimentačné priestory so slabou aeráciou a veľké hiáty v spodnej kriede), zaradil som ich do spoločnej skupiny zvanej *západoslovenská*. Výsledky nových výskumov, spresňujúce ich stratigrafiu, zachyuje stratigrafická tabuľka v práci autora (M a h e I 1959b). Zo šiestich sérií, z ktorých každá má veľa spoločných znakov, ale i členy iba pre ňu charakteristické, najlepšie je spracovaná malokarpatská séria (M a h e I 1959c). Za najcharakteristickejšiu treba považovať však malomagurskú sériu, ktorej veľmi blízka je zvlášť žiarska séria (M a h e I 1957); posledná sa však líši od nej predovšetkým vývinom spodného liasu, zastúpeného prevažne lavicovitými, prípadne doskovitými tmavo-sivými až čiernymi, celistvými i jemnozrnnými vápencami, miestami poprerastanými šošovkami i polohami rohovcov. Tmavošedé slienité bridlice a sliene vystupujú len vo forme vložiek. V niektorých profiloch sú polohy hnedosivých, sivých i ružových celistvých i jemnozrnných brachiopódových a krinoidových vápencov (napr. na známej lokalite na Pálenom vrchu, o ktorých bola reč vyššie). Pre žiarsku sériu sú príznačné jej úzke faciálne vzťahy k spodnejším štruktúram (digítáciám) doterajšej krížňanskej série v západnej časti, hlavne v oblasti Vyšehradného.

Do opisovanej skupiny som zaradil i *malofatranskú* [obalová séria Malej Fatry + šiprunská séria (M a t ě j k a 1931), prípadne šiprunská séria B y s t r i c k é h o\* (1956b)] a *veľkofatranskú sériu* [séria Ľubochnianska + šiprunská séria M a t ě j k u (1927, 1930), prípadne šiprunská séria B y s t r i c k é h o (1956a)]. Spracovanie niekoľkých profilov poukazuje na neopodstatnenosť názoru o analógii vo vývine vyššieho liasu, dogeru a malmu s krížňanskou sériou, na základe čoho sa šiprunská séria považovala za typ série hlbokomorskej (M a t ě j k a 1927; M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931; A n d r u s o v 1959).

Súdobé členy týchto sérií sú totiž geneticky odlišné. V strednom a vrchnom liase sú síce u veľkofatranskej i u malofatranskej série zastúpené sliene a slienité vápence s tmavšími škvrnami obdobne ako u krížňanskej série, ale podstatne väčší je tu podiel pelitov, pyritu i výrazne tmavšie sfarbenie (obdobne ako napr. u malomagurskej série), i keď pravda, v niektorých profiloch sa nájdu hrubé lavicovité polohy vápencov. Odlišný je predovšetkým doger, ktorý zastupujú tmavošedé bridlice, slienité vápence a polohy tmavošedých rohovcov — spongolitov. Toto súvrstvie nemožno vôbec zrovnáť s radiolaritmi dogeru zliechovskej série; v niektorých profiloch, hlavne v tzv. tektonických oknách (dolina Veľkej Rakytovej, Belanská dolina, Necnalská dolina) je vývin jury bližší zliechovskej sérii. V týchto prípadoch zdá sa, že nejde o typickú veľkofatranskú (ako predpokladal B y s t r i c k ý 1956a), ani o zliechovskú či býv. krížňanskú sériu (I l a v s k ý — Č e r v e ň o v á 1952), ale pravdepodobne o sériu prechodnú so zmiešanými vý-

vinmi, blízkymi veľkofatranskej sérii. Potom v inom svetle sa ukáže i otázka tzv. tektonických okien, ktoré sú doteraz známe jedine uprostred más krížňanskej jednotky. Príslušnosť veľkofatranskej série k skupine západoslovenských sérií potvrdzuje i zistenie stratigrafických hiátov medzi neokomom a albom. Masívne hrubolavicovité vápence s hľuzami rohovcov, považované za reprezentanta neokomu, ukazujú sa ako albské. Amonit nájdený Bystrickým (podľa určenia dr. Barthe-la z Mníchova) patrí rodu *Mortonicerias* (stredný až vrchný alb).

Z tohto vidno, že tzv. tatrídne série patria sčasti k skupine západoslovenských, sčasti západokarpatských sérií; k poslednej sme zaradili i značnú časť bývalej krížňanskej série.

Osobitný, akýsi zmiešaný typ predstavuje séria Veľkého Boku s vývinom niektorých členov typickým pre série západokarpatskej skupiny (tmavosivé i ružové krinoidové vápence, plefovohnedé slienité vápence — spodný lias; jemnokryštalické rohovcové vápence — doger?; ružové i žltkasté vápence — malm: K e t t n e r 1937; Z o u b e k 1953; B i e l y 1956), s inými zas blízkymi sériám západoslovenskej skupiny [tmavošedé sliene a slienité vápence s vložkami svetlošedých masívnejších vápencov — vyšší lias prípadne spodný doger (Z o u b e k 1953); šedé doskovité, čiastočne slienité vápence s rohovcami — titón až spodný nekom]. Séria Veľkého Boku nemá ako vidieť vývinu jury a spodnej kriedy, podľa ktorých by sa mohla zaradiť do skupiny krížňanskej jednotky. Platí to aj pre všetky zatiaľ opísané výskyty mezozoika na kryštaliniku kraklovskej zóny. Z toho potom plynie záver, že niet dôvodov k tomu, aby sa kryštalinikum kraklovskej zóny považovalo za koreňovú zónu krížňanskej, resp. zliechovskej série. Jej pôvodný sedimentačný priestor treba hľadať uprostred pásma tatríd; poukazuje na to i jej „obalová“ pozícia v strednej a severnej časti Tribča (B i e l y 1959) i na južných svahoch Nízkyh Tatier (M a h e l 1956), ale i vzťahy zliechovskej série k sériám západokarpatskej skupiny (hlavne vzťahy faciálne — najmä prítomnosť sérií s vývinmi zmiešaného typu —, i laterálne zmeny facií, a vzťahy tektonické, M a h e l 1959a). Pri spresnení stratigrafie jury a spodnej kriedy z hľadiska paleogeografického dôležité je najmä zistenie rozsiahlych stratigrafických hiátov v spodnej a na začiatku strednej kriedy. Zvlášť veľký hiát je príznačný pre série západoslovenskej skupiny (spodný nekom — vrchný alb). Len v malokarpatskej sérii je prerušený vo vrchnom bareme, prípadne v apte. Nájdená fauna poukazuje na vrchný barem, prípadne apt (*Oxytoma* cf. *gracilis* A g a s s i z, *Duvalia* cf. *dilatata* B l a i n v i l l e, *Panopea* ex. gr. *gurgutis* B r o n g n.). Nadložné bridličnato-pieskovcové súvrstvie predstavuje na báze vrchný alb. Pomer vrchnoneokomských vápencov k podložiu však budí dojem pozvoľného prechodu. Len na lokalite Kukučková sa našli na báze brekciovitité vápence s úlomkami titónskych vápencov. Kullmanová našla vo výbrusoch zo spodných polôh vápencov drobné úlomky vápencov s kalpionelami. Rozpätie hiátu u západokarpatskej skupiny je preukázané u belanskej série, kde ho (medzi beriasom a stredným albom)

prerušujú sivé, čiastočne organogénne vápence s hľuzami rohovcov (aptských). Na celom rade profilov je však hiát skrytý, dokonca je zdanlivý pozvoľný prechod zo sivých i hnedastých titón-beriaských vápencov do sivých, miestami jemnozrnných aptských vápencov. Len v dvoch dobre odkrytých skalných stenách sa prerušenie i morfológicky zreteľne prejavuje medzivrstevnou špárou a nerovnosťou povrchu pozdĺžnych titón-beriaských vápencov, ako aj zlepenkami s valúnmi titónu na báze vápencových más aptu (Tab. VI, obr. 1). Najnovšie zistený hiát uprostred zliechovskej série v profiloch pri Zliechove a Košeckom Rovnom (M a h e I 1961, str. 52) svedčí o kordilierovom ráze neokomu i v sedimentačnom priestore zliechovskej série. Silná členitosť centrálnych Karpát i značná tektonická aktivita v období spodnej kriedy sú akiste príčinou nerovnakého rozpätia hiátov a lokálnych transgresií, doprevádzaných nepatrným prínosom detritického materiálu vo vrchnom bareme, prípadne apte. Zásadná zmena karbonátovej sedimentácie vo flyšovú nastala až v albe, akiste v súvislosti s intenzívnejšími pohybmi. Pozoruhodné však je, že u sérií západoslovenskej skupiny alb začína slienitými bridlicami, slieňmi, prípadne i rohovcovými vápencami (veľkofatranská série) a vyznačuje sa zvyčajne menším podielom pieskocov.

### Tektonické poznatky

Za nové tektonické poznatky treba považovať zistenie značného rozsahu vnútornej vergencie štruktúr a početné zistenia metamorfovaného mezozoika.

Vnútornej vergencie (t. j. v západných jadrových pohoriach juhovýchodné, vo východnejších pohoriach smeru V—Z sú to zas južné vergencie) sú konštatované predovšetkým v komplexoch tzv. krížňanskej série, t. j. v zmysle nového označenia v sérii zliechovskej a u niektorých sérií západokarpatskej skupiny (vysockej, belanskej). Pritom sa ukázalo, že ide o antiklinály, prípadne synklinály normálne (nie falošné), často s pretrhnutými krídlami, niekde zošupinovatené, inde zas prechádzajúce do menších prešmykov i násunov (M a h e I 1959a). V tom smere treba opraviť celý rad geologických profilov z jednotlivých pohorí, konštruovaných v duchu príkrovového ponímania krížňanskej jednotky. „Vzdušné“ sedlá i „hlbšie“ korytá vrás mali naznačovať ich falošný ráz. Takýmto spôsobom sa určovala i vergencia štruktúr, a tým i smer presunu celej jednotky príkrovu k vonkajšku.

Vedľa štruktúr s vnútornou vergenciou má mezozoikum i štruktúry s vergenciou vonkajšou, a to: manínska, krížňanská i chočská jednotka pri okraji bradlového pásma; v značnej časti mezozoika, zavrásneného do kryštalinika („hlbinný tektonický štýl“); v okrajových severných štruktúrach vnútorných karpatských jednotiek (juhogemeridná a severogemeridná synklinála i niektoré synklinály „veporského“ pásma).

V zmysle príkrovovej koncepcie dvojsmernosť vergencií štruktúr mezozoika do-

konca u tej istej jednotky (juhogemeridná, severogemeridná, krížňanská) možno najľahšie vysvetliť ich vznikom v dvoch horotvorných fázach s odlišným smerom pohybu.

V zmysle nových poznatkov by to znamenalo, že za predsenónskeho vrásnenia nastali veľké presuny, spojené so vznikom príkrovov a niektorých štruktúr vonkajšej vergencie, a len po nich, v neskoršej fáze sa vytvorili megasyklinály doprevádzané vznikom štruktúr s vnútornou, niekde azda i s dvojitou vergenciou. Spoľahlivejšie dáta máme len z pooligocénnej fázy. Mierne zvrásnenie paleogénnej výplne kotlín však vylučuje existenciu intenzívnejšieho skrakovania priestoru centrálnych Karpát. Len pri okrajoch veľkých zlomových porúch a na krídlach megaantiklinál pozorovať prudšie sklony paleogénu. Je zrejmé, že pooligocénne pohyby sa prejavili v centrálnom pásme zdôraznením štruktúr s veľkým zakrivením, teda zvýraznením megaantiklinál, ale bez intenzívnejšieho zvrásnenia. Zostáva teda laramská fáza, ktorá má iste podiel na sformovaní mezozoických štruktúr; o jej prejavoch máme však v centrálnom pásme málo dát. Slabo zvrásnené vrchnokriedové komplexy hlavne v Myjavskej pahorkatine a v Nedzovskom pohorí poukazujú na slabší účinok tohto vrásnenia, ako o tom svedčia i novšie poznatky z bradlového pásma (Andrusov — Scheibner 1959). V takom prípade, hoci podiel laramského vrásnenia na formovaní štruktúr, hlavne pri vzniku prešmykov nemožno vylúčiť, je nepravdepodobné, že by laramská fáza vrásnenia podmienila vznik čo i len časti štruktúr s vnútornou vergenciou; ich vznik treba potom predpokladať už počas predgosauského vrásnenia, ktoré pre mezozoikum centrálnych Karpát možno považovať za najdôležitejšie, hlavné vrásnenie. V zmysle príkrovovej koncepcie treba sem časove zaradiť i vznik príkrovov centrálného pásma. Z hľadiska mechaniky bolo logické spájať vznik dielčích štruktúr, či digitácií hlavne v tzv. krížňanskej jednotke (so značným podielom dobre vrásniteľných súvrství) s presunom príkrovu (Lugeon 1903; Goetel-Sokolowski 1930; Matějka — Andrusov 1931). Nové výskumy však ukazujú (Mahl 1959b, 1960; Biely 1960), že hovorí o nejakom jednotnom krížňanskom či spodnosubtatranskom príkrove je čím ďalej tým menej opodstatnené.

*Prejavy metamorfizmu v mezozoiku* sú už dávnejšie známe u tzv. koreňových zón veporíd a v dobšinskom mezozoiku, t. j. v mezozoiku spätom s hlbinným tektonickým štýlom (Loubek 1930, 1936). Novšie poznatky ukazujú, že metamorfózou sú postihnuté i mezozoické komplexy zvrásnené s tatrídym kryštalinikom, a to nielen úzke synklinály zavrásnené uprostred kryštalinika, ale i komplexy rozložené na okraji jadra (Čierna hora — Fusán 1959; Tribeč — Biely 1960; južná časť Inovca, miestami malokarpatská séria).

Metamorfózou sú postihnuté i mezozoické masy blízko rozhrania veľkých tektonických celkov. V Strážovskej hornatine som to pozoroval v niektorých priestoroch malomagurskej série i v jej najmladšom súvrství — v albe, zvlášť výrazne západne od Valaskej Belej pri styku so šošovkou žuly. V zmysle príkrovovej koncepcie

sa táto žula považovala za „vankúše“ v podloží príkrovu, späť s presunom šupín šiprúnskeho príkrovu (M a h e l 1946). Podľa novších poznatkov javí sa určitá genetická spätosť metamorfózy so štruktúrami spodnej stavby, ktorá je nositeľom metamorfných účinkov. Poukazujú na to šupiny značne metamorfovaného mezozoika severne od Ondreja na južnom svahu Nízkyh Tatier, rozložené medzi chočskou a križňanskou jednotkou pri ploche styku  $70-80^{\circ}$  (M a h e l 1956), pričom sklony vrstiev v oboch prípadoch sú strmé  $70-90^{\circ}$ . Je zrejmé, že metamorfózu tu nespôsobujú presunuté masy tzv. vyšších tektonických jednotiek (chočskej jednotky), ale treba ju spájať so stlačením komplexov a ich tektonickou spätosťou so spodnou stavbou. Metamorfóza mezozoika je teda podmienená pozíciou a tektonickou spätosťou s nositeľom metamorfózy, s kryštalinikom. Nové poznatky sú v zásadnom rozpore s doterajšou koncepciou rozpracovanou na princípoch príkrovej teórie. Prakticky všetky doteraz vyčlenené jednotky centrálneho pásma sa nám v zmysle nových výskumov javia v iných vzťahoch k ich susedným jednotkám i v inom historicko-geologickom vývine. Zásadne sa mení naša predstava o tvare a členitosti centrálneho pásma v období druhohôr, a nemožno ju nijako zladíť s doterajšou koncepciou zvlášť preto, že pre centrálnu Karpaty samotné základné princípy príkrovej teórie sa ukazujú neplatnými.

Najdôležitejším poznatkom v tomto smere je zistenie antiklinálneho charakteru sérií veporského pásma. Toto pásmo nepredstavovalo ani v triase ani v jure hlavný sedimentačný priestor centrálnokarpatskej geosynklinály, ale akúsi „prahovú“ časť, lemovanú zo severu fatro-tatranským pásmom intenzívnej sedimentácie hlavne počas jury, spodnej a strednej kriedy, a z juhu pásmom gemerským s intenzívnou sedimentáciou v období triasu.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1951: Podrobná geologická mapa ČSR — list Považská Bystrica 4361/3. Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geologický sborník X/1 Bratislava. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [4] Andrusov D. — Scheibner E., 1959: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSR v merítke 1:200 000. List Žilina. Bradlové pásmo. Rukopis Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Biely A., 1956: Zpráva o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. Rukopis Geofond, Bratislava. — [6] Biely A., 1959: Predbežná zpráva o základnom geologickom výskume mezozoika Tribečského pohoria. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Biely A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“. Geologické práce, Zprávy 21. — [8] Bystrický J., 1956 a: Príspevek ku tektonike Veľkej Fatry. Geologické práce, Zprávy 6. — [9] Bystrický J., 1956 b: Príspevek ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Geologické práce, Zprávy 6. — [10] Bystrický J., 1959 a: Príspevek k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geologické práce, Zoš. 56. — [11] Bystrický J., 1959 b: Príspevek ku stratigrafii



Slovenského krasu. Geologické práce, Zprávy 15. — [12] Foetterle F., 1867: Das Muraner Gebirge. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien. — [13] Fusan O., 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geologické práce, Zprávy 18. — [14] Goettel W. — Sokolowski S., 1930: Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego. Roc. Pol. Tow. Geol. IV, Krakow. — [15] Guzik K., 1939: Serie reglowe na zachod od dol. Kósciliskiej w Tatrach (mapa). Biul. Panstw. Inst. geolog. 18, Warszawa. — [16] Guzik K., 1959: Przewodnie rysy stratigrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich. Biul. Inst. geolog. 149 Warszawa. — [17] Heim A., 1921: Geologie der Schweiz. Leipzig. — [18] Ilavský J. — Červeňová Ž., 1952: Geologické štúdiá na Západnom svahu Veľkej Fatry. Geologické práce, Zoš. 30, Bratislava. — [19] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-Gemerského rudohoria. Geologický sborník VII, Bratislava. — [20] Kettner R., 1937: Geologická stavba severného svahu Kráľovy Hole v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). Rozpravy II. tr. Čes. akad. XLVII, Praha. — [21] Kettner R., 1937: Geologické pomery okolí Vernáru na Slovensku. Rozpravy II. tr. Čes. akad. XLVII, Praha. — [22] Kettner R., 1951: O formácii patrnej gosauského stáří poblíž stanice Dobšinská ladvá jaskyňa na Slovensku. Věstník královské české společnosti nauk tř. mat.-přírodov. č. X, roč. 1950, Praha. — [23] Klinenc A., 1960: Niekoľko poznámok k územiu na styku gemerid s veporidami. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [24] Kordiuk B., 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. Zentralblatt für Min. Geol. und Pal., Abt. B. Stuttgart. — [25] Koutek J., 1927: Geologické studie na severozápade Nízkych Tater. Sborník SGÚ II, Praha. — [26] Kullmanová A., 1960: Sedimentárno-petrografický výskum jurských a kriedových sedimentárnych hornín vo Veľkej Fatre, Strážovskej hornatine a Žiari. Rukopis Geofond, Bratislava. — [27] Lugéon M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des klippen des Carpathes. Bull. des labor. de géol. géographie phys., minéralogie et paleontologie de l'Univ. de Lausanne no 4, Lausanne. [28] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ, 14, Bratislava. — [29] Maheľ M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce ŠGÚ, 18, Bratislava. — [30] Maheľ M., 1950: Obalová séria Inovca. Geologický sborník I/1, Bratislava. — [31] Maheľ M., 1952: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. Geolog. sborník III/1-2, Bratislava. — [32] Maheľ M., 1955: Úvahy o príkrovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geologické práce, Zprávy 3, Bratislava. — [33] Maheľ M., 1956: Predbežná zpráva o výskume mezozoika Nízkych Tatier (časť západná a stredná). Rukopis Geofond, Bratislava. — [34] Maheľ M., 1957: Jadrové pohoria špecifický znak Západných Karpát. Geologický sborník SAV VIII/2, Bratislava. — [35] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geologické práce, Zoš. 48a, Bratislava. — [36] Maheľ M., 1958: Geologie des Gebirges Stratenská hornatina. Geolog. práce, Zoš. 48b, Bratislava. — [37] Maheľ M., 1958 a: Príspevok k chápaniu tektonického zmyslu makro- a megaštruktúr križňanskej pednotky v Strážovskej hornatine. Geolog. práce, Zprávy 14. — [38] Maheľ M., 1959 a: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geologické práce, Zošit 51. — [39] Maheľ M., 1959 b: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geologické práce, Zošit 55, Bratislava. — [40] Maheľ M., 1959 a: Stratigrafické problémy obalovej série Malých Karpát. Geolog. práce, Zprávy 15. — [41] Maheľ M., 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. Geologické práce, Zprávy 21. — [42] Maheľ M. — Kuthan M., 1947: Podrobná geologická mapa ČSR, Slovensko — list Zliechov 4461/1, Bratislava. — [43] Matějka Al., 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník SGÚ, VII, Praha. — [44] Matějka Al., 1930: O nové tektonické jednotce v centrálnych Karpátech československých. Věst. SGÚ VI, Praha. — [45] Matějka Al., 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. Knihovna SGÚ 13, A. — [46] Matějka Al., 1931: Géologie de la vallée du Hron dans les environs de Banská Bystrica. Guide des excursions. Knihovna SGÚ, 13 A. Praha. — Matějka Al. — Andrusov D.,

1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Guide des excursions. Knihovna SGÚ 13 A, Praha. — [48] Scheibnerová V., 1960: Príspevok k diskusi o veku pestrého súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Geologický sborník XI, Bratislava. — [49] Schönerberg R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips — Gömör Erzgebirges (Karpathen). Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 98, Stuttgart. — [50] Sokolovskí S., 1948: Tatry Bielske. Geológia zbroczy południowych. Práce Pol. Inst. Geol. IV, Warszawa. — [51] Stache G., 1865: Geologische Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutraflusses und der Bergstadt Kremnitz. Jahrb. geol. Reichsanstalt XV, Wien. — [52] Vetter H., 1909: Beiträge zur Geologie des Zargebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungarn. Denkschriften Akad. der Wissenschaften der Mat. Nat. Kl., Wien. — [53] Zorkovský B., 1959 a: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo verféne v okolí Veľkej Stožky na západnom okraji Muránskej plošiny. Geologické práce, Zprávy 16. Bratislava. — [54] Zorkovský B., 1959 b: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo verféne severne od Švermova (býv. Telgart). Geologické práce, Zprávy 16. Bratislava. — [55] Zoubek VI., 1930: Geologické studie z koreňové oblasti subtatranské a zón sousedních jižně Podbrezové. Věstník SGÚ VI, Praha. — [56] Zoubek VI., 1936: Poznámky o krystalíniku západních Karpát. Věstník SGÚ XII, Praha. — [57] Zoubek V., 1953: Předběžná zpráva o výskumu východní částí nízkotatranského jaderného pohoří. Věstník ÚÚG, Praha.

## NEW IMPORTANT INFORMATION ABOUT MESOZOIC OF CENTRAL CARPATHIANS

By MICHAL MAHEL

Several years ago basic problems of the structure of the Mesozoic units in the Western Carpathians had been considered as solved. As far as High Tatras are concerned, even last year — at the Congress of "Polske Geologiczne Towarzystwo" in Tatras — an opinion had been expressed (about High Tatras) that new investigations will not essentially change the view upon geological structure and its historico-geological development. However, after no more than 5–6 years of intensive study, we are coming to conclusions non-corresponding to the old conception. Now, that the present period may be called a period of "general maps", there is a question, whether — upon the base of new facial-stratigraphical, as well as tectonical facts — we are to rework, to renew the old nappe conception or to form a new conception. In the present work we should like to point out the most important from the new significant informations and in connection with this to raise also further questions.

### Northern Gemerids

It is doubtless, that the greatest progress has been done in the gemerid Mesozoic, thanks to wide appliance of the biostratigraphical method (for the first time in history of the central zone upon a wider ground) and to detail geological mapping.

The working up of stratigraphy has shown that two Mesozoic zones — the northgemerid and southgemerid ones — represent also two different facial-stratigraphical units that have originated in mutually connected — but independent — sedimentation zones of the west-carpathian geosyncline. Such conclusions, for the first time proved in the Stratenská highlands (Mahel 1957), have been justified by investigations in Muráň plateau and in Slovak karst (Bystrický 1959 a, 1959 b). Special development of the northgemerid Mesozoic, the

investigation of its facial relations to the pre-Mesozoic underlier and to adjacent Mesozoic series — to the series of Vernár belt and to the so-called Foederata series —, all this led to an opinion that the northgermid Mesozoic had been considered as an autochthonous formation, and partly also the opinion about the autochthonous character of gemerids. By further investigations in the west of Stratenská highlands, mainly in the Mesozoic on the overlier of the crystalline in the Králova hoľa zone, these opinions have been justified and partly completed (Bystrický 1959 a; Biely 1961). Here the unit of the Vernár belt also has very close facial and tectonical relations to the northgermid Mesozoic. A finding is important here that the so-called melaphyre rocks, building a greater body at Švermovo and on Stožka, represent virtually the quartz porphyres and their tuffs (Zorkovský 1959 a, b). And thus even the last important proof of the vernár belt belonging to the Choč unit has failed. The Middle Triassic, but the Lower one, too, have developments of a northgermid type. For the northgermid Lower Triassic acid effusives are characteristic. Serpentine, considered as Lower-Triassic ones (Kordíuk 1940; Kamenický J., 1953) are younger; they metamorphose — in a contact manner — the Middle Triassic, and their bodies have been found amidst Middle-Triassic successions at Biele Vody on southern margin of Stratenská highlands. Their contact effects upon the Anisien dolomites had been known already earlier (Maheľ 1957). By investigations in the Muráň plateau and its margins an older opinion (Foetterle 1860; Zoubek 1930) about the presence of the Foedarata series has been justified (Biely). As in the Stratenská highlands, neither here there are any constituents of the series that would indicate its belonging to the Choč unit, or to some higher nappe (Schönenberg 1947). Therefore it is possible to look upon it as a marginal northgermid development, called the Dobšiná development (Maheľ 1957).

The katacrystalline underlier, that it is genetically bound with, is reflected in the facial character of the Lower Triassic, in smaller thickness of the whole series and in higher metamorphism; in fact, it is a part of the bottom structure. The arrangement of the Vernár belt and the Dobšiná Mesozoic to the northgermid zone is not yet a reason to look upon the crystalline of the Králova hoľa zone as a root zone of the Choč unit.

It is noticeable that the Vernár belt in the NE part of Hranovnica links laterally, facially and also tectonically, to the melaphyre series of the Choč unit. The important tectonical knowledge in gemerids is also the finding of the megasyncinal character of the northgermid Mesozoic with the movement vergency — of the majority of (southern) structures in Stratenská highlands — to the south.

The variegated succession at Dobšiná Ice Cave, considered as the Upper-Cretaceous one (Kettner 1951), tectonically broken, is situated upon an earlier folded inverse relief (Maheľ 1951). However, the question is not in fold tectonics, but in the break one. Eventual change in opinions upon stratigraphic belongings of the variegated succession at Dobšiná Ice Cave does not influence views upon time-spacing of the phases of folding, even if we consider new conception of its tectonic contact. Further important information — partly known already — is the finding of metamorphism of the remarkable part in the northgermid Mesozoic in Stratenská highlands. The metamorphism is not being caused by overthrust masses or by pressure of the overlier but by the bottom structure.

The expressively overthrust character of the northgermid Mesozoic as well as of the younger Paleozoic — at the margin of the pericline ending in the veporid crystalline — enveloped by the Mesozoic of the Dobšiná development; and also inliers of Hrdzavá with the Dobšiná Mesozoic in the underlier of the Carboniferous and the Mesozoic of Muráň Plateau, are tempting to look upon gemerids as upon an extensive nappe; but the overthrust proved is only on several (4–5) kilometres' space, and only locally. The presence of southern vergencies and the supposition of two phases of folding in gemerids, leads to the view (Schö-

enberg 1948), that in the first phase the nappe of gemerids had originated and in the second, post-Cretaceous phase, the partial structures mainly with southern vergencies, originated.

The importance of tectonical findings (such as the finding of southern vergencies with structures, spread in the southern part of the northgermid megasyncline — in fact, northern structures have vergency to the North) can be better judged only in the wider frame of the Central Carpathians. We shall return to the question at the analysis of the central zone. There are no proofs about the existence of the nappe of gemerids, overthrust as a whole on several ten kilometres. According to the last tectonic investigation (MaheI 1957; Klinec 1960) the old border-line veporids — gemerids is pre-Mesozoic.

In the Western Carpathians, the Choč unit is characterized by the development of Triassic constituents. The variegated succession, called "werfen", with melaphyres, is typical for it. For its basical development limestones with hornblendes — the Reifling type, and the thicker Lunzian beds — are characteristic. Let's call it the Biely Váh development. The Jurassic — as far as it is known —, has the shallow-water development, close to the series of the west-Carpathian group; the Neocomian is in an agreement with the development of the Krížna series or of some series from the west-Carpathian group. Although our knowledge in stratigraphy of the Triassic constituents of the Choč series have made only a little progress, it is possible — already now — to differentiate three developments in the Middle- and Upper-Triassic limestone-dolomitic complex. They are the following:

A) *The Biely Váh series* with dolomites predominating even in the Middle Triassic, without limestones of the Reifling type and without the thicker strata of Lunzian beds; but often with insertions of variegated Keuper schists;

B) *the Čierny Váh series* with limestones of the Reifling type and with Lunzian beds;

C) *the Strážov series* with white limestones of the wetterstein type, representing not only the Ladinien but the Anisic stage (at least its upper part), as well partly Upper Triassic too.

Thus it is possible to suppose, that the Triassic masses of the Biely Váh series represent — here-and-there — the bottom constituents of the Zliechov series. Their frequent overlying position is merely tectonical, i. e. secondary. It is testified by the folded constituents of the Zliechov series between Medzibrod and Slovenská Lupča, and reversed wings, locally preserved (northern slope of Nízke Tatry) in the area on the East of Demänovská dell, on Urpín, and elsewhere at Banská Bystrica. In the future investigations it will be necessary to devote particular attention to the contact of the Neocomian with the overlying Triassic limestone-dolomite complex. The detail study of the contact on the southern slopes of Nízke Tatry between Moštenica and Kostivarska, persuades us about the presence of the Jurassic constituents, i. e. about the existence of a tectonically reduced wing.

The finding of the werfenian with melaphyres as a basical constituent of the Vysoká series of the Small Carpathians (MaheI 1959a), and occurrences of melaphyres in accompaniment of a quartzite succession in the underlier of a series from the west-Carpathian group (the Lupča one) on the slopes of the Drienkyňa dell, support the view, that a remarkable part of the Triassic masses of the Choč development represents the underlier of younger Krížna constituents.

When solving the problem, we cannot omit the fact, that the so-called frontal parts of the Krížna series have structures built only of younger constituents (e. g. in the space of Trenčianske Teplice on the margin of the Manín series all the constituents, beginning with the Liassic). The Triassic constituents in the neighbourhood, outgoing in their overlier, belong to the Choč series. The linking of younger constituents of the Choč series to constituents of the Krížna series looks like as if it were a normal stratigraphical sequence) e. g. the Jurassic of the Koscieliská dell in High Tatras cf. geological map: Gužík 1939, 1959); the Jurassic and the Neocomian in the Choč series on the Neocomian-Albian succession of the Krížna unit upon northern slopes

of the Rohatá rock in the Strážovská highlands (cf. geological maps: Maheľ — Kuthan 1947; Andrusov 1951).

On the ground of the above facts and of the knowledge of veporids that should represent the root zone of the Choč nappe it is logical to seek the original sedimentation area of the Choč unit in the zone of tatrids, in places, that in the period of the Triassic represented partial synclines or the ditch-like depressions. Remarkable thickness of the verfenian beds in the Choč series (sometimes over 1000 metres) points out the origin in the sedimentation area with an intensive decrease. Breaks, along which the negative movement took place, served also as outgoing ways for bodies of volcanic rocks of the melaphyre group. These facts indicate the origin of the "melaphyre series" rather in inner partial synclines, than in one zone, spread to the south of the crystalline cores.

In another case we should expect leading channels of melaphyres (dr. Varček mentioned it for the first time in the discussion at the session of the Geologico-mineralogic Society in Bratislava on March 17<sup>th</sup>, 1960) amidst the vepor crystalline. However, nowhere in veporids any leading channels of the "melaphyre" rocks have been found.

More detail working-up of the stratigraphy of separate developments and their more precise space determination will certainly allow to take a more concrete attitude towards the question of relations between the Choč and the Krížna series.

#### Krížna unit

Informations about the Krížna unit have been essentially enlarged, mainly as regards the Jurassic constituents, first of all of the Liassic, where — in the sense of a classification, influenced by the nappe conception (Matějka, Andrusov 1931; Andrusov 1959), — remarkable facial variety and changeability had been admitted. More critical attitude shows, that — as well in the lowest Liassic as in the Upper one, in the Dogger and in the Malmian, — it is possible to differentiate two groups of facies, viz. deeper-sea and shallower-water facies. In the Lower Liassic to the first group belongs the succession with a sign of rhythmical sequence, characterized by dark schists, sand schists, sandstones, by an insertion of oolitical and crinoidal limestones. Its border-line against the underlying Rhetian is often cartographically, but also stratigraphically problematic. Little more shallower-water development is represented by a succession with prevalent shallow-water limestones in the majority dark-grey, usually microcrystallic, as well as crinoidal sandy limestones and hornblende-crinoidal limestones.

The deeper-water Upper Liassic development is represented by spotty marls, and marl limestones. I suppose, that the accompaniment of the spongolites, or limestones with the spongy hornblende concretions in some areas (Belanské Tatry), represents the shallowing. Expressively more shallow-water is the so-called Hierlatz development of variegated, predominantly pink coarse-crystallic and wholish brachiopodal and crinoidal limestones. It is very often accompanied — in some stratigraphical horizons (most often in the Toarcian) or even locally represented — by the development of red nodular limestones of the adnethian type. Stratigraphical extension of the crinoidal limestones is however, essentially larger than it has been supposed; since they represent not only the Middle and Upper Liassic, but often also the Dogger and the Kimmeridgian (the bajocian fauna on Pristodolok in the Small Carpathians, the Bathonian and Kimmeridgian fauna of the Čierny Vrch at Valašská Belá). As it may be seen, also the Dogger of a complex, arranged to the Krížna series, has — besides the deep-sea development of the greenish quartzite radiolarian limestones and radiolarites, too, the shallow-water development of the hierlatz type, often accompanied, or substituted by yellow-grey hornblende (spongy one), partly crinoidal limestones. In the Malmian the deep-water development is represented by red and yellow-grey bench-like radiolarian limestones; more shallow-water development is repre-

sented by pink, whole, here-and-there nodular, partly marl-limestones, often with nodules of radiolarites, here-and there with insertions of crinoidal limestones. It is characteristic, that most often some structures of all the Jurassic constituents are in the deep-sea development, and other ones are in the shallow-water development. If we take in consideration that the development of the Jurassic is the main criterion in differentiation of series, — since the period represented the most expressive geosynclinal stage-, then it is necessary to classify these two, basically different developments of the Jurassic as separate series. One of them has deeper-sea development, the other — more shallow-water one. The results of investigations of the Lower Cretaceous proved the correctness of classification into two series of the first order. The first type has the development of grey marls and marl limestones, the other one has very often more shallow-water development. These differences may be seen particularly expressively in the development of the Cretaceous constituents in the Strážovská highlands, where the shallow-water series, called *belanská* (MaheI 1959a), shows a hiatus in the overlier of the Berriasian. The upper part of the Neocomian is represented there by grey and dark-grey organogene limestones with nodules of dark hornblendes. Limestones of the similar type (close to the Urgonian type) occur also as the strata amidst marl-schist-sand succession of the Albian.

Between the two different basical types of series (the deeper-sea and the shallow-water ones) there are transitions, expressed by mixed facies. That means that with some structures some stratigraphical constituents have the deeper-sea development, the other ones — more shallow-water development. Remarkable spreading of more shallow-water developments is mainly in the Toarcian, partly in the Lotharingian and in the Malmian. In such cases the question is in transitional series or in series of the second order. They are often met with in *Nízke Tatry*, *Veľká Fatra*, especially in southern parts of these mountain-ranges.

The *Krížna* units has been — in the majority of core-mountains — split in two series of the first order and transitional series, or series of the lower order. The fact brings the necessity to install a new name. I suggest the name *Zliechov series* for the series with the deep-sea development. In fact, it can be studied in all the row of disclosures in the neighbourhood of the village *Zliechov*. The name *Krížna* unit is not recommended to be further used, since on *Krížna* itself there the series has not the typical development but has transitional character.

The series with the shallow-water development of the Jurassic and the Lower Cretaceous shows from mountain-range to mountain-range aberrations in the development of some constituents therefore we gather these local series into a group, called *west-Carpathian*. With regard to the remarkable variability of the development with some constituents of the transitional series, it would be aimless to install separate name for each of them, even if it represents a separate, spacially very limited local structure. In the Small Carpathians the essential part of the Mesozoic — till the recent time ordered to the *Krížna* unit because of the shallow-water development of the Jurassic —, and partly also of the Neocomian, has been indicated as the *Vysoká* series. The Jurassic and the Neocomian in the deep-sea development (spotty marls, the Liassic limestones, radiolarian limestones, and radiolarites of the Dogger and Malmian; and grey marls and marl limestones of the Neocomian) form only narrow structures — in some profiles one, elsewhere two —, amidst the row of structures of the *Vysoká* series. The common development of the Triassic constituents and of the Albian, as well as the tectonical linking and transitional developments — mainly of the Dogger, Malmian and Neocomian —, quite clearly prove the genetical connection of the *Vysoká* and *Zliechov* series (in the narrower sense of the word); Andrusov (1959: p. 231 and 209) according to a non-published archive work by the author, when giving the stratigraphical characteristics, considers the *Vysoká* series — in an agreement with the nappe conception —, as an independent scale, overthrust from the south, together with the *subtatan* nappes.

In Inovec the *Zliechov* series outgoes in southern and middle parts (MaheI 1950). Only

at Hrádok, just where the "envelope" (the Inovec) series with its accompaniment is being lost at a margin of the crystalline core, developments of the Jurassic are being laterally shallowed. Spotty marls of the Liassic and radiolarites of the Dogger are represented by spongolitecrinoidal development; red radiolarites of the Malmian — by red, partly marl limestones. Further in the North, between Rakoľuby and Beckov, there appears a series, close to the Vysoká series by its development. In its lower parts the Liassic is represented by grey, fine-grained sand crinoidal limestones with nests and lentils of grey-brown hornblendes, in upper parts — by light-pink crinoidal limestones. In their overlies (Dogger?) there are grey crinoidal and hornblende limestones, reaching as far as to the Malmian. Its higher part is built by pink, frequently nodular limestone, passing to light-grey limestones with Calpionelles. Neocomian is formed by light-grey whole limestones with nodules of hornblendes.

In the Strážovská highlands, in the segment Trebichov—Valaská Belá the so-called bottom digitations of the Krížna series (Maheľ 1946, 1948) have shallow-water developments not only with the Jurassic constituents but also of the Cretaceous ones.

From the detail characteristics of the series called *Belanská* by the author (cf. Maheľ 1959 a, and Maheľ 1961 p.) follows its development, close to that of the Vysoká series. The last work quoted, with enclosed geological map and geological profiles, unambiguously solves facial and tectonic relations of this series to the Zliechov one. Andrusov (1959, p. 212) on the ground of the quoted stratigraphical torsoes (taken over from non-published archive work by the author) considers the possibility to arrange this series as well as the Ďurčan series — to the envelope constituents of core-mountains. A series — by its development close to Valaská Belá series — has been found only poorly represented at the southern margin of the Žiar crystalline, too, in an underlier of the Krížna series. On northern slopes of Žiar there has developed the extensive Krížna series with the typical deep-sea development of the Jurassic. Grey and pink Brachiopodal and crinoidal limestones of the Hierlatz type from the Pálený Vrch, with the well-known Brachiopodal and Lamellibranchiatic fauna (Stache 1865; Vettiers 1909) do not belong to the Krížna series (Matějka — Andrusov 1931; Andrusov 1959), but to the envelope series of the Žiar series (Maheľ 1957). In the sense of the latest informations it is necessary to agree with Vettiers' view about the Lower Triassic age of these limestones.

In fact, in the bottom overlying stratas of the marl limestones *Ammonites* have been found, that are corresponding to the Lotharingian, viz. *Echioceras raricostatum* (Zieten), *Vermiceras nodotianum* (d'Orb.), *Lytoceras* sp., *Partschiceras* sp., *Cenoceras* sp., *Phylloceras* sp. (determined by M. Rakus 1960). Thus, also in this point, it is necessary to correct Andrusov's view (Andrusov 1959, p. 141) about the Middle-Liassic (to Upper-Liassic) age of the limestones of the Hierlatz type.

In southern parts of Veľká Fatra and Nízke Tatry we have already pointed out (Maheľ 1956) the remarkable spreading of the shallow-water series and the presence of the transitional series with mixed developments. It should be stressed, that the so-called more southern developments of the Liassic of the Krížna series — spread over the zones, closer to the supposed roots of nappes (Matějka — Andrusov 1931; Andrusov 1959), — have wider stratigraphical extension, and represent the shallow-water development of the whole Jurassic. Consequently, the question is in series, related to the Vysoká series, or to the Valaská Belá series, too. The Vysoká, Valaská Belá and Ďurčan series — in an agreement with the nappe conception —, ought to be considered as a southern part of tatrids (Andrusov 1959). Series of the similar development in the southern part of Veľká Fatra and Nízke Tatry should have their sedimentation area in the southern part of the Krížna zone, i. e. in veporids. But in southern zones there occur structures with the typical deep-sea development of the Jurassic (the area of the Middle and Lower Molča to Hiadeľ, etc.), i. e. the Zliechov series. Just so in northern zones of Nízke Tatry

— besides the deeper — sea development of the Jurassic — also the shallow-water Ivanovo development is found. The mutual tectonico- and stratigraphico-lithological relations between series of the two types of the former Krížna complex, the presence of series with mixed facies — of the transitional series —, and also the spacial spreading of series from the West-Carpathian group and of the Zliechov series, give evidence about the origin of series of both types in all the described mountain-ranges, side by side, in the sedimentation area, that is morphologically articulated in the zone of elevations and depressions.

Described series of the West-Carpathian group are, of course, related to some of the so-called tatríd series, viz. to the Červená Magura series, High Tatras series and Manín series, as well as to the Tribeč one (southern part of Tribeč).

Investigations in Branisko, Čierna hora (F u s á n 1960) and also in Humenské mountain-range (M a h e I 1959a) show, that not only on the whole complexes incorporated into the Krížna series, but also complexes, arranged to the Choč series; and in the first two mountain-ranges also to the tatríd one —, are a component of the only series, related by its development to series of the West-Carpathian group (M a h e I 1959a).

Position of a series of the so-called partial nappe of Havran in Belanské Tatry (A n d r u s o v 1959, 1959a) is noticeable. The development of its Jurassic (quartzites in the Lower Liassic, dark schists and sand limestones of the Lower Lotharingian, red nodular limestones of the Toarcian, red nodular limestones of the Malmian and massive organogene limestones of its Lower Cretaceous has more shallow-water development than the Zliechov series. Certainly, it is not by chance, that the question is in a series occurring in „envelope” position and has many signs common with Hightatran series.

#### Envelope series

In the last years remarkable progress has been done in recognition of the typically envelope series in the Small Carpathians, Inovec, Suchý, Malá Magura, Žiar, of Veľká Fatra. Because of their common signs — viz, development of the majority of the Jurassic constituents, pointing out the origin of sedimentation areas with weak aeration, and big hiatuses in the Lower Cretaceous-, I have arranged them into a common group, called the West-Slovak group.

Year by year, new investigations bring about further precisions in their stratigraphy. Present stage of informations is shown by a stratigraphical table, published in the author's work (M a h e I 1959b). From the six series mentioned — each of them besides the common signs described, has also constituents characteristic for itself-, the Small-Carpathian series is worked up best (M a h e I 1959c). The Malá Magura series is to be considered as the most characteristic; to which first of all the Žiar series is very close. It has been described for the first time by the author (M a h e I 1957).

The Žiar series differs from the Malá Magura series first of all by development of the Lower Liassic — predominantly represented by bench-like or panel-like, dark-grey to black, whole and also fine-grained limestones, here-and-there grown-through by lentils and even by stratas of hornblendes. Dark-grey marl schists and marls occur only in the form of insertions. In some profiles there are stratas of brown-grey, grey and pink, whole and fine-grained brachiopodal and crinoidal limestones. E. g. on the well-known locality Pálený Vrch. For the Žiar series its close facial relations to the bottom structures (digitations) of the recent Krížna series in its western part, mainly in the area of Vyšehradné, are characteristic.

I have arranged to series of the described group also the Malá Fatra series (the envelope series of Malá Fatra + Šiprun series of M a t ě j k a, 1931, or if need be — the Šiprun series of B y s t r i c k ý 1956b) and the Veľká Fatra series (the Lubochná series + Šiprun series of M a t ě j k a 1927, 1930, or even the Šiprun series of B y s t r i c k ý 1956a). Studies of several



profiles show us the insufficient justification of a view about the analogy in the development of the Upper Liassic, Dogger and the Malmian with the Křížna series, on the ground of which the Šiprun series was considered as a deep-sea type series (Matějka 1927; Matějka — Andrusov 1931; Andrusov (1959). In fact, the contemporaneous constituents of the series are genetically different. Though the Middle and Upper Liassic — with the Velká Fatra and Malá Fatra series —, have the development of marls and marl limestones with darker stains — similarly as the Křížna unit —, yet it shows essentially larger share of pelites, of pyrite, and also expressively darker colouring (as e. g. with the Malá Magura series), although in some profiles thick, bench-like strata of limestones may be found. First of all the Dogger is different, being represented by dark-grey schists, marl limestones and by the strata of dark-grey hornblendes — spongolites. It is by no means possible to compare the succession with the radiolarites of the Dogger, with the Zliechov series.

In some profiles, mainly in the so-called inliers (the dell of Velká Rakytová, Valašská Belá dell, Nespalská dell) there are developments of the Jurassic, closer to the Zliechov series. It seems, that in these cases the question is not in a typical Velká Fatra series (as Bystřický 1957 had supposed), neither in Zliechov nor the late Křížna series (Červeňová — Ilavský 1952), but probably it is a series (a transitional series) with mixed developments, pointing out close relations to Velká Fatra series. Then also the question of the so-called inliers — of the only ones, known till now amidst the masses of the Křížna unit —, will be shown in another light.

Appertenance of the Velká Fatra series to the group of West-Slovak series is affirmed also by the findings of stratigraphical hiatuses between the Neocomian and the Albian. Massive, thick bench-like limestones with nodules of hornblendes — considered as representatives of the Neocomian —, show themselves as the Albian ones. The Ammonite found by Bystřický, belongs to the family *Mortonicerus* (Middle Albian—Upper Albian) according to Dr. Barthel's (from Munich) determination.

From what has been said above it may be seen, that the so-called tatríd series partly belong to a group of the West-Slovak series, partly to a group of the West-Carpathian series. To the latter we have of course, arranged also a remarkable part of the late Křížna series.

Particular, somewhat mixed type is shown by the series of Velký Bok, with developments of some constituents, typical for series of the West-Carpathian group (dark-grey, and also pink, crinoidal limestones, skin-brown marl limestones — the Dogger?; pink and yellowish limestones — the Malmian, Kettner 1937; Zoubek 1953; Biely 1956) with other related series of the West-Slovakian group (dark-grey marls and marl limestones with insertions of light-grey massive limestones — the Upper Liassic, or Lower Dogger, Zoubek 1953; grey, panel-like, partly marl limestones with horn-blendes — the Tithonian to the Lower Neocomian). The series of Velký Bok has — as it is seen —, no developments of the Jurassic, nor of the Lower Cretaceous, that may justify its ordering into the group of Křížna unit. This can be applied to all the occurrences of the Mesozoic described till now and spread over the crystalline of the Kraklová zone. From this a logical conclusion follows, that there is no reason on the ground of which the crystalline of the Kraklová zone should be considered as a root zone of the Křížna or the Zliechov series. Then its original sedimentation area is to be sought amidst the zone of tatríd. It is pointed out also by its „envelope” position in the middle northern parts of Tribeč (Biely 1959) and also upon southern slopes of Nízke Tatry (MaheI 1956). It is also proved by relations of the Zliechov series to series of the West-Carpathian group, viz. by facial relations — at the existence of a series with the development of mixed type —, and by lateral changes of facies as well as by tectonical relations (MaheI 1959a). At better precision of stratigraphy of the Jurassic and of the Lower Cretaceous, the important contribution — from the point of view of paleography — is first of all the finding of extensive stratigraphical hiatuses in the Lower — and in the beginning of the Middle Cretaceous. Particular great hiatus is characteristic for series

of the West-Slovak group (the Lower Neocomian—the Upper Albian). Only in the Small-Carpathian series it is interrupted in the Upper Barreme, or if need be, in the Aptian. The fauna that has been found there, indicates the Upper Barreme or the Aptian (*Oxytoma* cf. *grasilis* Agassiz, *Duvalia* cf. *dilatata* Blainville, *Panopea* ex gr. *gurgutis* Bronn.). The overlying schist-sand succession represents the Upper Albian upon its base. The ratio of the Upper-Neocomian limestones to the underlier indicates the gradual transition. Only on the locality Kukučková there have been found — on the base — breccia limestones with fragments of the Tithonian limestones. Kullmanová has found small fragments of limestones with Calpionelles in the grindings from the bottom strata of limestones. The extension of the hiatus with series of the West-Carpathian group is shown with the Valašská Belá series. Also here the hiatus (between the Berriasian and Middle Albian) is interrupted by grey, partly organogene limestones with nodules of horn-blendes (of the Aptian age). However, on the whole row of profiles a hiatus is hidden, even apparent slow transition from grey and brownish Tithon-Berriasian to grey, here-and-there fine-grained Aptian limestones is here. Only in two well disclosed rock walls the interruption of the hiatus is morphologically clearly marked by inter-bed crevice with unevenness of the surface of longitudinal Tithon-Berriasian limestones, with conglomerates and gravels of the Tithonian on the base of limestone masses of the Aptian (Pl. VII, fig. 1). The latest hiatus found amidst the Zliechov series profiles at Zliechov and Košecké Rovné (MaheI 1961) indicates the cordiller-like nature of the Neocomian also in the sedimentation area of the Zliechov series. The strong articulation of the Central Carpathians and remarkable tectonical activity in the period of the Lower Cretaceous are certainly the cause of unequal extension of hiatuses and of local transgressions, accompanied by slight driving forth of detritical material in the period of the Upper Barreme, it need be — of the Aptian. The essential change of the nature of the carbonate sedimentation into the flysch one, took place only as late as in the Albian, most probably in connection with more intensive movements. At the same time it is noticeable, that with series of the West-Slovak group the Albian begins with marl schists, marls or if need be with hornblende limestones (— the Velká Fatra series) and usually it is characterized by smaller share of sandstones.

#### Tectonical knowledge

From detail geological mapping works new tectonical knowledge have followed. Such is the finding of remarkable extension of the inner vergency of structures, and numerous findings of the metamorphosed Mesozoic.

Inner vergencies (i. e. in western core-mountains the south-eastern vergencies, in core-mountains with EW-direction structures the the southern ones) are found first of all in complexes of the so-called Křížna series i. e. in the sense of the newly installed classification in the Zliechov series and with some series of the West-Carpathian group (The Vysoká, Valašská Belá series). At the same time it has been shown, that the question is in anticlines, let us say synclines, normal (not false ones), often with torn wings, somewhere having grown scaled, elsewhere passing into smaller dislocations and overthrusts. It is necessary to correct in this sense all the group of geological profiles of separate mountain-ranges, that have been constructed in conformity with the nappe conception of the Křížna unit. The „airy” saddles as well as „deeper” depressions of folds had to indicate their character. Such process, relied upon the theory, determined the vergency of structures and thus also the overthrust of the whole nappe unit to the outside.

Besides structures with inner vergency the Mesozoic has spread also structures with outer vergency (Manín, Křížna and Choč unit), viz. 1. at the margin of the klippe-zone, 2. a remarkable part in the Mesozoic, folded to the crystalline (the so-called „abyssal tectonical style”), 3. marginal northern structures of the inner Carpathian units — such as the southgermid and northgermid synclines and some synclines of the „vepor” zone.

In the sense of the nappe conception it is possible to explain the double-direction of vergencies with the Mesozoic structures, — even with the same unit (the southgerid, northgerid, the Křížna one ( —, only by their origin in two mountain-making phases with different directions of movement.

In the sense of new findings it would mean that during the pre-Senoman folding great overthrusts accompanied by the origin of nappes and of some structures with outer vergency, took place, and that only after those, in later phase, megasynclines accompanied by building of the structures with inner — somewhere, perhaps, also double — vergency, have been formed. We have got reliable dates only for judging the influences of the post-Oligocene phase. However, mild folding of the paleogene filling of basins excludes the existence of more intensive shortening of the Central Carpathians area. Only at margins of great fault-breaks and on wings of meganticlines one can notice steeper slopes of paleogene. It is obvious, that post-Oligocene movements have shown themselves — in the central zone — by greater expressiveness of structures with great curvature, i. e. with expressiveness of meganticlines, but without any intense folding. Consequently, what remains, is the Laramie phase, that certainly has its share in the forming of the Mesozoic structures. For the judging of its demonstrations there are not enough dates in the central zone. Slightly folded Upper-Cretaceous complexes — mainly in Myjavská hills and in Nedzov mountain-range — point out the weaker activity of the folding. It is justified also by newer informations about the klippe-zone (Andrusov — Scheibner 1959). In such case, — although the share of Laramide folding in the forming of structures, mainly in the rise of dislocations, cannot be excluded, it seems improbable, that it could evoke the origin at least of a part of structures with the inner vergency. The origin of the essential part of structures ought to be supposed already during the pre-Gosau folding, i. e. during the folding that should be considered as the most important, the main folding in the Mesozoic of the Central Carpathians. In the sense of the nappe conception it is necessary to order there chronologically also the origin of nappes of the central zone. From the point of view of mechanics it is certainly logical, to connect the origin of partial structures i. e. digitations — mainly in the so-called Křížna unit (with a remarkable portion of well-foldable successions), with overthrust of the nappe (Lugeon 1903; Goettel — Sokolowski 1930; Matějka — Andrusov 1931). However, new investigations show (Máhel 1959b, 1960; Biely 1960) that there is still less and less causes to speak about any homogenous Křížna — or subtatran nappe.

Demonstrations of metamorphism in the Mesozoic have been known already earlier, viz. with the so-called root zones of veporids and in the Dobšiná Mesozoic, i. e. in a Mesozoic, bound with the abyssal tectonical style (Zoubek 1930, 1936). Later informations show that metamorphism has influenced, also the Mesozoic complexes, folded up with tatrid crystalline, and not only narrow synclines folded amidst the crystalline, but also complexes, spread over the margin of the core (Čierna hora: Fusán 1959; Tribeč: Biely 1960; southern part of Inovec, here and there the Small Carpathian series).

Metamorphism had affected also the Mesozoic masses, spread near the border of large tectonical wholes. I have noticed it in the Strážovská highlands in some areas of the envelope Malá Magura series as well as in its youngest succession — in the Albian.

It is particularly expressive in the West to Valašská Belá at the contact with the lentil of granite. In the sense of nappe conception the granite has been considered as pillows in the underlier of the nappe connected with the overthrust of scales of the Šiprun nappe (Máhel 1946). After new findings it is necessary to think of genetical linking of the metamorphism to the crests of the bottom structure, that is a bearer of metamorphism effects. This way of explanation is undermined by scales of the remarkably metamorphosed Mesozoic in the North to Ondrej on the southern slope of Nizke Tatry, extended between the Choč and the Křížna unit with the surface of contact  $70^{\circ}-0^{\circ}$  (Máhel 1956). At the same time the dips of beds are steep in both cases

(70°—90°). It is obvious, that here the metamorphism is not caused by overthrust masses of the so-called higher tectonical units, i. e. of the Choč unit, but it is necessary to connect its origin with the compression of complexes and their tectonical connection with the bottom structure. This metamorphism of the Mesozoic is a consequence of position and of tectonical connection with the bearer of the metamorphism, i. e. with the crystalline.

New informations, that have been quoted here, are in principal contradiction to the recent conception, worked out upon principles of the nappe theory. Practically all units of the central zone — classified till the present time —, appear in other relations to adjacent units in the sense of new findings, as well as in another historico-geological development. Our conception of the shape and articulation of the central zone in the period of the Mesozoic, has been essentially changed. In such a case new findings cannot be put in an agreement with the recent conception, mainly because the basic principles of the nappe theory are inapplicable to the Central Carpathians.

The most important information in this sense is the finding of the anticline character of the vepor zone series.

The zone did not represent the main sedimentation area of the Central Carpathian geosyncline neither in the Triassic nor in the Jurassic, but something like a silt part, trimmed from the North by the Fatra-Tatran zone with the intensive sedimentation, especially in a course of the Jurassic, the Upper and Middle Cretaceous, and from the South by the Gemer zone with intensive sedimentation during the Triassic.

MICHAL MAHEL

## NOVÉ POZNATKY Z NIEKTORÝCH „KLÚČOVÝCH ÚZEMÍ“ V STRÁŽOVskej HORNATINE

(*Francúzske resumé, 4 prílohy*)

V súvislosti so zostavením geologickej mapy 1:200 000 listu Žilina vykonali sme podrobnejšie terénne štúdiá v niektorých tzv. klúčových územiach, predovšetkým v geologicky veľmi zložitom území medzi Valaskou Belou a Trebichavou a v mezozoiku pri južnom okraji kryštallického jadra Suchého. Veľkú pozornosť sme venovali spresneniu stratigrafie jednotlivých sérií v niektorých súvislejších profiloch. Naše výskumy prinášajú podstatné úpravy, hlavne v stratigrafii malomagurskej série (= obalová séria Suchého a Malej Magury). Z krížňanskej série sa vyčleňuje osobitná biostratigraficky dobre doložená tzv. belanská séria i prechodné série druhého radu a ostatok krížňanskej série označujeme ako zliechovská séria, pričom podstatne sa mení stratigrafické zaradenie jej kriedových členov.

Práce vykonával širší kolektív: sber skamenelín M. Kochanová, + M. Mahelová, M. Peržel, M. Rakús, M. Siblík, J. Pevný a najmä V. Viskup, ktorý našiel celý rad nových lokalít. Skameneliny určovali sčasti pracovníci kolektívu: M. Kochanová — lastúrniky, M. Rakús — liasových amonitov (čiasťočne aj A. Began), J. Pevný — malmských amonitov, M. Siblík (čiasťočne autor a J. Pevný) brachiopódov. Druhú časť skamenelín určili zahraniční špecialisti, a to neokomskú faunu M. Eristavi z Tbilisi, časť malmských amonitov W. Barthel z Mníchova, ježovky E. Szörényi z Budapešti, belemnitov J. Krymgoľc z Leningradu.

K spresneniu stratigrafie kriedy prispeli mikropaleontológovia V. Kantorová a J. Salaj.

Sedimentárno-petrografické štúdiá z množstva profilov v teréne i v laboratóriu vykonala A. Kullmanová (sčasti aj A. Varčeková).

Všetkým, ktorí akýmkoľvek spôsobom prispeli k získaniu nových poznatkov, vyslovujem vrelú vďaku.

## I. ÚZEMIE MEDZI VALASKOU BELOU A TREBICHAVOU

(viď geologická mapa, príl. I)

V oblasti medzi Valaskou Belou a Trebichavou sme si podrobnejšie všimli obalovú sériu Suchého a Malej Magury a tzv. spodnejšie digitácie krížňanskej série, ktoré sú odlišné niektorými členmi od typického krížňanského vývinu. Predchádzajúce spracovanie územia (M a h e l 1946, 1948) bolo poznačené začiatocníctvom autora a vplyvom vládnucej koncepcie stratigrafickej i tektonickej. Nové štúdiá opreté o metódu biostratigrafickú a sedimentárno-petrografickú i poznatky z mezozoika iných jadrových pohorí získané v posledných rokoch, priviedli ma k záveru upustiť od doterajšieho členenia aj tohto územia. Súčasne sa spresnila stratigrafická náplň novo vyčlenených jednotiek a získal cenný materiál, ktorý pomôže objasniť ich vzájomné vzťahy.

Predmetné územie je ojedinelým v centrálnych Karpatoch; vystupujú tu totiž vedľa seba na malom území v tom istom profile tri základné typy sérií, počítajúc od kryštálického jadra: zo západoslovenskej skupiny — malomagurská séria, zo západokarpatskej skupiny — belanská, a dve subsérie prechodného typu zo skupiny krížňanskej. Každá z nich má iný vývin jury; prvá plytkovodný v zle vetranom prostredí, druhá plytkovodný v dobre vetranom prostredí, a jurské členy prechodnej série krížňanskej skupiny čiastočne vznikli v hlbšom prostredí.

### Malomagurská séria

Vytvára bezprostredný obal kryštálického jadra Suchého na jeho vonkajšej strane; v JZ časti jadra, západne od lazú Trhanie mizne. Len pruh jej bazálneho člena — spodnotriasové kremence doprevádzané šošovkami mladších členov pokračujú až k JZ cípu jadra (južne od Čiernej Lehoty), vytvárajúc podložie vápencovo-dolomitickým komplexom belanskej série.

Túto sériu prvý raz vyčlenil K u l c s á r (1915) ako „okrajový vývin“ subtatranskej série, avšak bližšie stratigraficky rozpracoval len jej triasové členy; všetky mladšie členy zaradil ako grestenské vrstvy. Na základe Kulcsárových údajov o zastúpení radiolaritov (rohovcov) a doskovitých sivých vápencov s rohovcami usúdil M a t ě j k a (1927) na prítomnosť šiprunskej série. Pri svojich prvých prácach opieral som sa o tieto v tom čase platné kritériá (M a t ě j k a 1927; M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931) a vyčlenil popri obalovej sérii i sériu šiprunskú. Pri novšom spracovaní sa však ukázalo, že ide o jednu sériu s členmi od spodného triasu po alb (M a h e l 1957). Charakteristiku jednotlivých členov malomagurskej série som síce v krátkosti už podal nedávno (M a h e l 1957), ale táto si na základe štúdiá z posledných dvoch rokov vyžaduje niektoré doplnky a spresnenia.

S p o d n ý t r i a s zastupujú svetlosivé, šedé, šedozelené i červenkasté kre-

mence a hrubozrnné kemité arkózovité pieskovce. Uprostred ich lavíc vystupujú 1—2 cm vložky sýtočervených, špinavočervených až žltkastých ílovitých bridlíc s drobnými šupinkami muskovitu. Hrubšie bridličnaté polohy sú vo vrchnej časti súvrstvia, kde pestré ílovité bridlice sa striedajú s kemitými bridlicami a pieskovcami. Celé súvrstvie je miestami až 200 m mocné a vytvára súvislý pruh lemujúci okraj kryštalinika.

Stredný trias má vývin šedých až tmavošedých, často lavicovitých až doskovitých dolomitov. V ich spodných polohách, prípadne na ich báze sa objavujú väčšie alebo menšie nepravidelné šošovky tmavošedých lavicovitých celistvých vápencov prestúpených bielymi kalcitovými žilkami. Vo vrchných polohách dolomitov sa našli 5—20 cm vložky tmavošedých ílovitých a ílovito-vápnitých, silne bituminózných, zriedkavo jemne piesčitých bridlíc. Na základe ich prítomnosti (predstavujú asi ekvivalent lunzských, resp. reingrabenských bridlíc z iných sérií) súdim, že vrchná časť dolomitického komplexu patrí vrchnému triasu.

Keuper má pestrý vývin. Vedľa červených, zelenkavých i žltastých ílovitých a ílovito-vápnitých bridlíc sú prítomné kemité bridlice a bielošedé, žltkasté i červenkasté, zväčša doskovité kremenec. Ich podiel je miestami taký veľký, že sa toto súvrstvie zaradovalo k spodnému triasu. Hrubé polohy dolomitov a bunkovitých vápencov, ktoré tvoria súčasť tohto súvrstvia v okolí Valaskej Belej, zaradovali sme k strednému triasu (M a h e l — K u t h a n 1947). Žltkasté bunkovité dolomity — zvlášť pekne odkryté v záreze hradskej východne od Valaskej Belej — sú často brekciovité s úlomkami (1—25 cm veľkými) červených, žltkastých i šedých bridlíc. Nájdu sa i tmavošedé až čierne bridlice s grafitickým povlakom.

Rét sa vyznačuje polohami šedých, do žltohneda zvetrávajúcich organogénnych vápencov uprostred tmavých jemných ílovitých bridlíc. Jeho hrúbka je pravdepodobne len niekoľko metrov a ťažko sa dá presnejšie stanoviť, lebo hranica oproti liasu je problematická. Toto súvrstvie je pekne odkryté v Studeneckej doline. Vápence sú tu v spodnejších polohách zväčša lumachelové s makroskopicky rozoznateľnými oolitmi a slabou prímесou klastík i jemnej organogénnej drti. Tieto drobno až hrubokryštalické vápence obsahujú úlomky (zväčša zaoblené) schránok lamelibranchiátov, brachiopódov i echinodermát. Jadrá oolitov koncentrickej i radiálne lúčovitej stavby vytvára obyčajne kremeň, úlomky sú z kalového vápenca, prípadne zo schránok organizmov.

Vo vrchnejších polohách súvrstvia uprostred bridlíc vystupujú polohy tmavošedých celistvých vápencov kalovej štruktúry s pomerne hojným pyritom. Z organizmov sú prítomné vzácne ostrakódy. Niektoré polohy celistvých vápencov majú pseudoolitickú štruktúru s hojnými úlomkami lamelibranchiátov, echinodermát a s ihlicami húb. Prítomný je i kremeň, pyrit a akcesoričný zirkón (V a r č e k o v á 1958). Z bohatej makrofauny, nájdenej v spodnejších lumachelových vápencoch učila K o c h a n o v á: *Pteria contorta* P o r t l., *Pinna meriani* W i n k l., *Cervilleia inflata* S c h a f h., *Lima (Plagiostoma) gigantea punctata* (S o w.),

*Placunopsis alpina* Winkl., *Isocyprina ewaldi* Born., *Cardita* cf. *multiradiata* Emmerich, *Chlamys* sp., *Gervilleia* sp., *Chlamys (Aequipecten) falgeri* (Merriam), *Lima (Plagiostoma) praecursor* (Quenst.), *Modiolus* cf. *minutus* (Goldf.), *Entolium hehlii* (d'Orb.).

Táto fauna je síce charakteristická pre réť, no je pozoruhodné, že sa v nej nenašli réťické brachiopódy, hlavne *Terebratula gregaria* Suess a ani častý réťický mlž *Lopha haidingeriana* (Emmer.), ktoré sú také hojné v réťe subatranských jednotiek.

Spodný lias sa vyznačuje polohami tmavošedých vápencov, tmavošedých bridličnatých slienitých vápencov až slieňov uprostred súvrstvia tmavých bridlíc. Vápence sú celistvé až hrubozrnné, miestami oolitické, často piesčité s drobnými valúnkami kremeňa a závalkami kalových vápencov. Mikroskopicky majú zrnité vápence najčastejšie organogénno-klastickú štruktúru s článkami krinoidov, úlomkami kremeňa, živcov, zriedka i muskovitu i biotitu; akcesoricky sa nájde i zirkón. Hojný, zvlášť v bridliciach a slienitých vápencoch je pyrit šmuhovite usporiadaný, inde zas tvorí zhluky kryštálov i guľôčiek doprevádzaných hydrosľudou (Varčeková 1958).

Južne od Valaskej Belej uprostred súvrstvia tmavých bridlíc a slieňov s polohami celistvých tmavošedých vápencov sú častejšie i sivé, do hneda zvetrávajúce, hrubé i jemnozrnné krinoidové vápence. Valúniky bieleho kremeňa zvetrávajú na ich povrchu v hrbolky.

Príslušnosť súvrstvia k spodnému liasu potvrdzuje fauna južne od osady Slávik (Mahl 1946) a na západnom hrebeni, lemujúcom dolinu vedúcu k lazú Štrbkovci (Mahl 1946): *Liogrypha cymbium* (Lam.), *Grypha arcuata* Lam. Hrúbka súvrstvia je 50–80 m.

Stredný a vrchný lias sa vyznačuje polohami tmavošedých slienitých vápencov (30–35 cm hrubými) uprostred šedých a tmavošedých bridlíc. Bridlice sú vápnité, tenkolupenité, prípadne tenkodoštičkovité (1–3 cm). Nenavetrané plochy odlučnosti sú potiahnuté lesklou patinou; zvetrávaním sa sfarbuje do hrdzava. Mikroskopicky (Varčeková 1958) vykazujú malý podiel klastickej prímеси drobných (do 0,1 mm) zrníek kremeňa. Pyrit vytvára drobné kryštáliky, zhluky i guľôčky. Slienité vápence majú štruktúru organogénno-reliktnú s úlomkami článkov krinoidov, ostňov ježoviek, ihlíc húb a úlomky machoviek, zväčša prekryštalizovaných. Na dvoch miestach južne od Valaskej Belej sa v nich našli ojedinele belemnity. Hrúbka okolo 100–150 m.

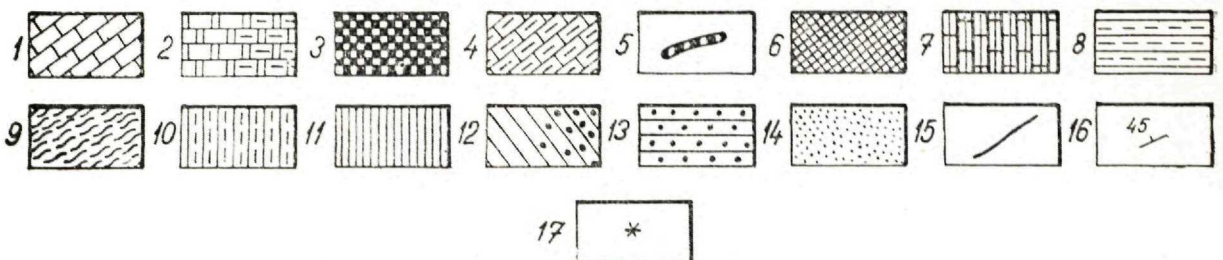
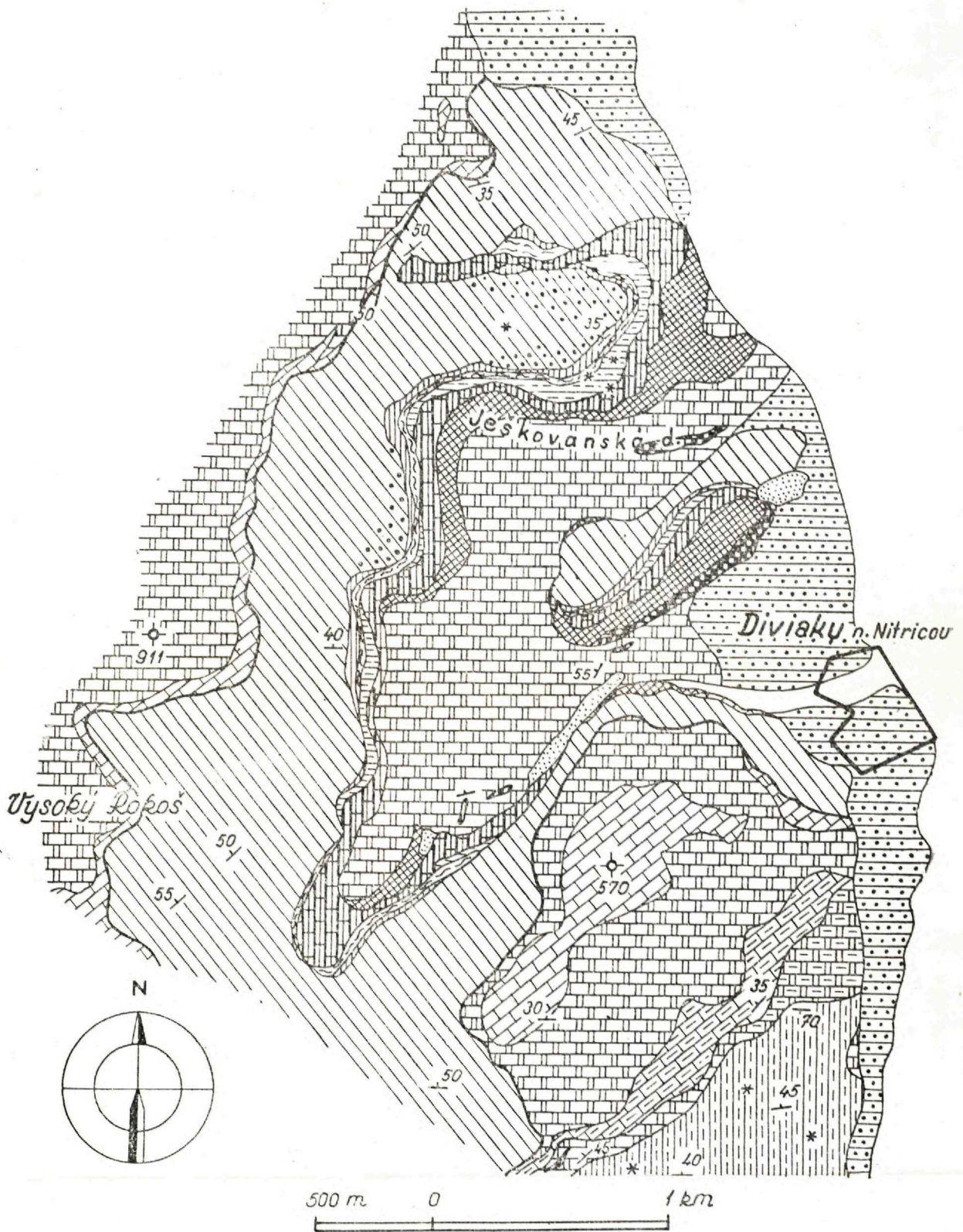
O ich príslušnosti k strednému a vrchnému liasu súdím na základe analogického vývinu v iných sériách (napr. v malofatranskej), čiastočne i na základe škvŕn v slieňoch a slienitých vápencov. Svetlejšie polohy vápencov majú totiž v opisovanom súvrství tmavšie škvŕny a pripomínajú akýsi netypický vývin škvŕnitých slieňov. Stratigrafické rozpätie súvrstvia nie je teda určené.

Doger — spodný malý vyznačuje sa polohami tmavošedých celistvých

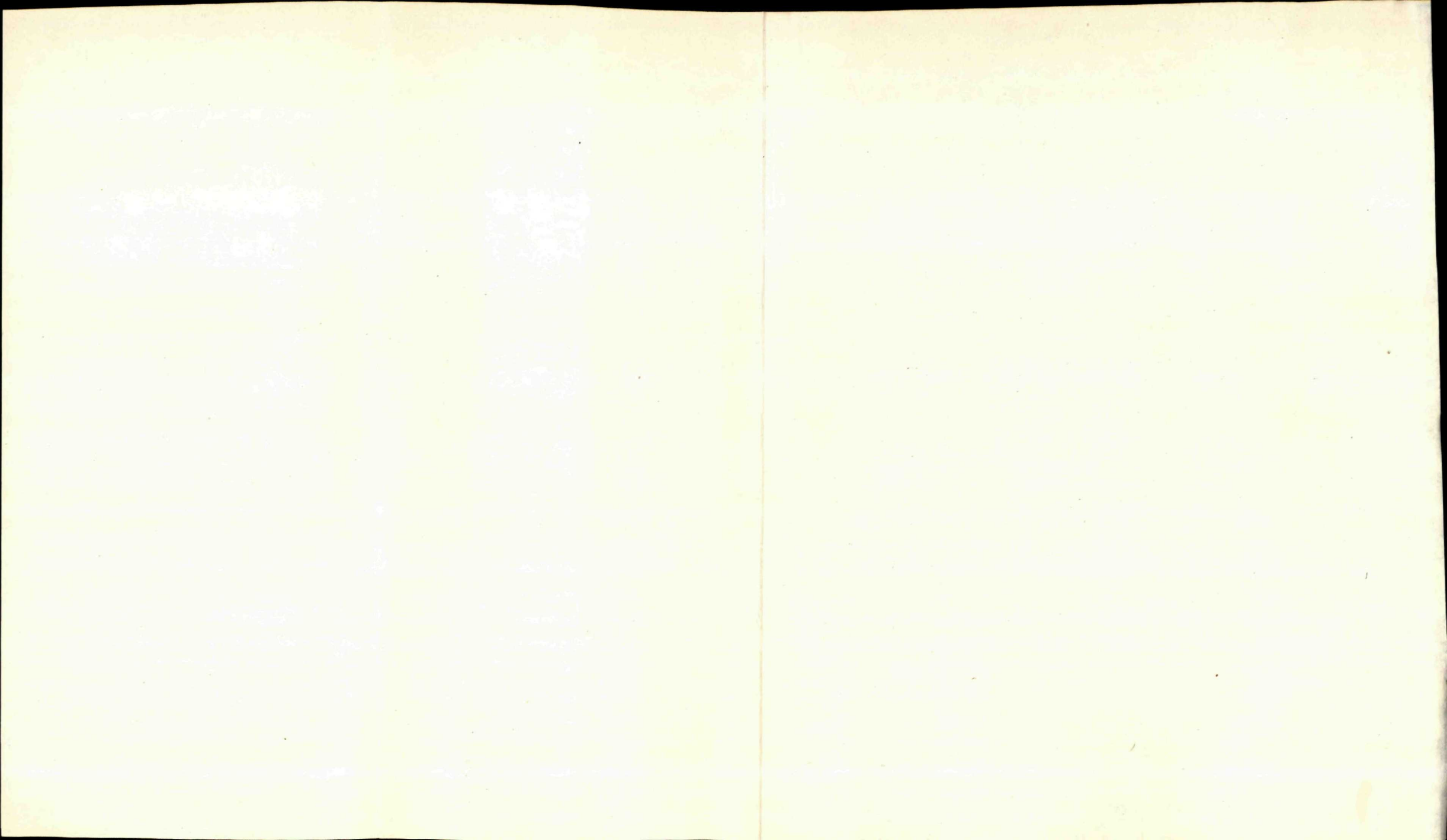


## Geologická mapa východného svahu Rokoša

Zostavil M. Maheľ (1956)



Vysvetlivky: 1. strednotriasové vápence; 2. stredno a vrchnotriasové dolomity a) dolomitické vápence; 3. bunkovité vápence (karn ?); 4. vrchnotriasové (?) vápence; 5. lunzské vrstvy; 6. keuper; 7. réť; 8. bridlice, piesčité a krinoidové vápence — spodný lias; 9. škvŕnité slieňe a vápence — stredný a vrchný lias; 10. lias s vývinom krinoidových a krinoidovo-spongolitových vápencov; 11. doger—malm; 12. titón—neokom a) doskovité vápence titónu; 13. paleogén; 14. štvrtohorné usadeniny; 15. smer a sklon vrstiev; 16. výskyty skamenelín; 17. tektonické línie.



a jemnozrnných lavicovitých a doskovitých vápencov, hrubozrnných krinoidových vápencov, rohovcových vápencov a rohovcov, uprostred súvrstvia tmavých bridlíc.

V jemnozrnných vápencoch s paralelnou textúrou mikroskopicky sú prítomné oolity s jadrom z úlomkov kremeňa, články krinoidov, prípadne úlomky lamelibranchiátov, ba nájdú sa i foraminifery. Úlomky týchto organizmov sú voľne roztrúsené v základnej hmote. Iným typom sú tmavošedé vápence mikrokryštalickej štruktúry, nerovnomerne zrnité s úlomkami ihlíc húb. Klastické súčiastky zastupujú zrnká kremeňa a lupienky muskovitu. Hojné sú zrníčka pyritu, často limonitizovaného. Typickým členom tohto súvrstvia sú tmavošedé hrubozrnné krinoidové vápence s veľkými šupinkami muskovitu. Mikroskopicky vedľa úlomkov echinodermát obsahujú klastickú prímes kremeňa (niekde s uzavreninami turmalínu), muskovitu i živcov, a úlomky kalových vápencov. Tmavošedé až čierne rohovcové vápence a rohovce (spongolity) budované chalcedónom so zachovanými ihlicami húb tvoria najčastejšie 10—12 cm, nezriedka až 50 cm hrubé polohy. S jemno i hrubozrnnými vápencami tesne zrastajú. Podstatnú časť súvrstvia tvoria slieňovce mikroskopicky aleuropelitickej štruktúry s peliticou základnou hmotou. Vedľa drobných zrníek kremeňa obsahujú i lupienky muskovitu, drobné zrnká uhličitanu a hojné kryštáliky často slabšie limonitizovaného pyritu.

Celé súvrstvie je veľmi chudobné na skameneliny. Len JZ od Valaskej Belej vo vrchnejších polohách sa našli v hrubozrnných krinoidových vápencoch: *Placunopsis tatraica* Z i t., *Chlamys* cf. *subtextoria* (M ü n s t.) a jedna lastúra rynchonely. Fauna lamelibranchiátov (určená dr. B a r t h e l o m) poukazuje na malmský vek. Súvrstvie dosahuje hrúbku 50—100 m.

S t r e d n ý m a l m. V najvrchnejších polohách opisovaného komplexu jury vystupujú len niekoľko metrov hrubé šedé i zelenkavé doskovité rohovcové vápence so žltkastohnedým povrchom. Ojedinele majú ružový nádych a pripomínajú radiolaritové vápence malmu. Mikroskopicky obsahujú malé množstvo radiolárií vyplnených kremeňom, prípadne chalcedónom; vzácny je klastický kremeň a kryštáliky autigénneho pyritu. Chemickou analýzou bol zistený 55—60 % nerozpustný zvyšok.

V r c h n ý m a l m — s p o d n ý n e o k o m predstavuje morfológicky výrazný súvislejší pruh rohovcových vápencov bielošedej patiny. Vápence sú celistvé, šedé, doskovité (hrúbka dosák 5—10 cm, ale aj 20 cm). Vo vrchnejších polohách sú tenšie vložky doštičkovitých tmavších slienitých vápencov. Príznačná pre toto súvrstvie je prítomnosť čiernych rohovcov, rozprsknutých vo forme malých hlúz a tenkých pretiahnutých šošoviek. Titónsky vek spodnejších častí súvrstvia potvrdzujú kalpionely: *Calpionella alpina* L o r e n z. Hrúbka súvrstvia je 20—40 m.

A l b je zastúpený prevažne súvrstvím bridlíc s ojedinelými polohami piesčitých bridlíc, vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov. Bridlice sú tmavošedé i sivozelené, často s jemným lupienkovým rozpadom. Majú obyčajne výrazný perleťový

lesk, miestami i jemný grafitický povlak. Piesčité vápence i vápnité pieskovce tvoria tenké 3—10 cm vložky; sú jemnozrnné, tmavosivé, do hneada zvetrávajúce. Mikroskopickým rozborom pieskovcov Varčeková (1957) zistila úlomky kremeňa, kalového vápence, kryštalického vápence, kremenca, živce, muskovit, a ako autigénny minerál pyrit. Vo výbrusoch sú prierezy globigerín.

Mikrofauna z doliny Slávik, východne od Valaskej Belej zo spodných polôh súvrstvia (určila Kantorová) poukazuje na vrchný alb: *Rhizammina* cf. *indivisa* Brady, *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Glomospira* cf. *gordialis* (Jones & Parker), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi).

V malomagurskej sérii obdobne ako v ostatných sériách západoslovenskej skupiny (Mahl 1956b) je, ako vidno, rozsiahly stratigrafický hiát medzi najspodnejším neokomom a vrchným albom.

Východne od Čavoja (mimo územia priloženej geologickej mapy) uprostred bridlic a slieňovcov vystupujú vložky zlepcov, zložené zo zaoblených valúnov šedých vápencov, dolomitov, červenkastých kremencov, kremeňa i z rúl a žúl. Valúny dosahujú aj veľkosť detskej hlavy, najčastejšie lieskového orecha. Tmel je dotykový, piesčito-vápnitý. Kúsky vápencov s prevahou materiálu triasových vápencov a dolomitov sa vyskytujú v spodnej časti albu i západne od Valaskej Belej. Polohy zlepcov s pestrým materiálom potvrdzujú existenciu dlhšieho stratigrafického hiátu i silnú tektonickú aktivitu.

#### Belanská séria

Vývin svetlých krinoidových vápencov, ružových celistvých vápencov i sivých až tmavosivých krinoidových vápencov poprerastaných rohovcami západne od Valaskej Belej upútal pozornosť autora už prvšie (Mahl 1946). Vývin triasových členov typu krížňanskej série, ich tektonická spätosť s touto sériou i prevládajúci názor o faciálnej pestrosti a premenlivosti liasu (Matějka — Andrusov 1931) boli však príčinou, prečo som tento komplex pričleňoval ako súčasť krížňanskej jednotky, ako jej najspodnejšie digitácie (Mahl 1946, 1948). Rozpracovanie stratigrafie domnelého liasu však ukazuje, že ide o celú juru, spodnú, a čiastočne i strednú kriedu. Vývin týchto členov sa zásadne líši od „krížňanskej“ série; vznikli za iných podmienok v plytkomorskom, dobre vetranom prostredí a sú teda súčasťou osobitnej série, ktorú som pomenoval *belanskou* (Mahl 1959a). Jej rozšírenie v Strážovskej hornatine je síce obmedzené na malý priestor (viď prílohu — mapu), ale nemožno hovoriť o nejakom lokálnom vývine (pripomenky Andrusova a Passendorfera na Sjazde Polskiego geologicznego towarzystwa v septembri 1959 v Zakopanom), lebo v podstate i pri menších priestorových obmedzeniach v jednotlivých jadrových pohoriach má všade tie isté podstatné znaky. Andrusov (1959) na základe nepublikovaných prác autora súdi, že opisovaná (obdobne ako aj Ďurčianska) séria patrí k obalovým tatrindým sériám (Andrusov l. c., str. 212); sériu rovnakého vývinu i tektonického postavenia v Malých

Karpatoch, t. j. sériu vysokú však zaraďuje k samostatnej šupine presunutej od juhu spolu so subtatranskou sériou. Keďže ide o novú sériu, podávam podrobnejšiu doplnenú a spresnenú charakteristiku členov tejto série, i keď celú sériu som v podstate opísal v citovanej práci (M a h e I 1959a). Charakteristiku jednotlivých členov tejto série podáva A n d r u s o v (1959) útržkovite, a nie vždy správne.

T r i a s tejto série má vývin v podstate zhodný s triasom krížňanskej série. Najspodnejším členom sú spodnotriasové kremence bielosivé, žltkasté i červenkasté. Pekný odkryv lavicovitých kremencov je pri západnom okraji Valaskej Belej, v bočnej dolinke západne od kostola, kde ležia priamo na albe malomagurskej série. V ich nadloží je súvrstvie ílovitých bridlíc prevažne sýtočervených i žltkastých posiatych šupinkami sľudy. Obsahujú polohy kremitých a piesčitých bridlíc a ojedinele i žltkasté bunkovité dolomity.

S t r e d n ý t r i a s na báze zastupujú tmavošedé celistvé vápence, ojedinele s malými kalcitovými žilkami. V odkryvoch na svahoch Škripovej doliny vo Valaskej Belej i južne od Čiernej Lehoty sa nepravidelne striedajú zväčša masívne, miestami lavicovité vápence s dolomitickými vápencami a dolomitmi.

Podstatnú časť stredného triasu budujú šedé dolomity s typickým rozpadom. Vložky čiernych bituminóznych bridličiek (sev. od Valaskej Belej), ale hlavne polohy tmavošedých ílovitých, ojedinele i piesčitých bridlíc vo vrchnej časti dolomitického komplexu svedčia o príslušnosti tejto časti ku karnu. Ide zrejme o ekvivalent lunzských, prípadne reingrabenských bridlíc. V peknom odkryve pri ceste južne od Čiernej Lehoty uprostred lavicovitých dolomitov je nad sebou až 6 vložiek bridlíc 5—20 cm hrubých.

Juhozápadne od Čiernej Lehoty pri prameni najvrchnejšiu časť vápencovo-dolomitického komplexu v podloží keupra predstavujú lavicovité (lavice 20 cm) šedé vápence s ojedinelými drobnými hluzami rohovcov; najdú sa i lumachelové vápence s karnickou faunou *Chlamys* aff. *decorata* (K l i p s t.), *Avicula* cf. *cassiana* (B i t t n.) (určila M. K o c h a n o v á).

K e u p e r má obvyklý vývin s prevahou tehlovočervených ílovcov tyčinkovitého rozpadu. Časté sú i sivé ílovce so zelenkavým, príp. fialkastým nádychom. Ako vložky vystupujú uprostred ílovcov sivožlté, ružovkasté i fialovočervené kremence až pieskovce a modrastošedé i bielošedé dolomity a bunkovité dolomitické vápence. Kremence sú obyčajne jemnozrné, doštičkovité. Miestami tvoria len ojedinelé 10—15 cm vložky, inde i desiatky metrov hrubé polohy.

R é t má vývin tmavošedých až čiernych, často do hnedo zvetrávajúcich lupienkovitých ílovitých i vápnitých bridlíc s polohami čiernych slienitých vápencov, oolitických i lumachelových vápencov. Miestami sú hojné vložky žltohnedo zvetrávajúcich korálových vápencov s druhom *Thecosmilía clathrata*. Vo vápencoch je veľmi častý brachiopód *Terebratula gregaria* S u e s s. Na niekoľkých miestach pri Trebichave a Valaskej Belej sa vyskytli i malé šošovky hematitu a hematitizovaných vápencov.

Opisované členy, hlavne však keuper a rétické súvrstvie svojim vývinom sú zhodné s tými istými členmi zliechovskej série. Celkom rozdielny vývin má však jura.

Spodný lias predstavujú doskovité i lavicovité, šedé až tmavošedé vápence obyčajne jemnozrné, často krinoidové. Uprostred nich sú šedohnedé, zriedkavo ružovkasté rohovce — spongolity, ktoré tvoria súvislejšie, 4—6 cm hrubé polohy i nepravidelne rozmiestnené hľuzy. Vápence, hlavne v susedstve rohovcov sú silne silicifikované. Miestami sú častejšie polohy slienitých bridlíc i tmavošedých vápnitých ílovcov.

Toto súvrstvie prechádza do nadložných doskovitých žltosivých i sivohnedých celistvých vápencov s polohami jemnozrných vápencov a šedohnedých spongolitov s ružovkastým nádychom. Mikroskopicky vápence majú jemnokryštalickú, prípadne detriticko-reliktno-organogénnu štruktúru s článkami echinodermát. Ako klastická súčasť je prítomný kremeň. Rohovce tvorí prevažne mikrokryštalický chalcedon. Časté sú prierezy kalcifikovaných húb.

Na východnom svahu Čierneho vrchu sa našli tieto skameneliny v tmavých vápencoch: *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys subulata* (Münst.) (určila Kochanová) a *Coroniceras ex gr. rotiformis* (Sowerby), v mladších hnedastých vápencoch: *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (Stol.), *Chlamys (Camptochlamys) verticilla* (Stol.), *Chlamys (Velata) tumida* (Hartm.), *Oxytoma münsteri* (Goldf.), *Spiriferina alpina* Opp. a *Spiriferina obtusa* Opp.

Vyšší lias — doger zastupujú biele, ružovkasté, červené i striebrosivé krinoidové vápence, v spodných polohách hrubozrnejšie, inde jemnozrné. Len miestami majú hojnejšie hľuzy i šošovky červených i ružovkastých rohovcov. Vedľa článkov krinoidov príznačné pre ne je množstvo belemnítov. Mikroskopicky majú organogénno-detritickú štruktúru s hojnými článkami krinoidov (až 70 % celkovej masy). Nájdu sa v nich foraminifery textuláριοvého, nodosariového i miliolidového typu, zriedkavo ostrakódy a ihlice húb. Klastickú prímes tvorí hlavne kremeň (veľkosť zrn 0,5—0,1 mm, ojedinele až 1 mm); vzácnejší je plagioklas a muskovit. Z autigénnych minerálov častejší je glaukonit; prítomný je i sekundárny limonit a kalcit (Kullmanová 1958).

Napriek častým výskytom fauny nepodarilo sa zatiaľ stanoviť ich spodnú stratigrafickú hranicu. Pravdepodobne začínajú stredným liasom (plienbach — dommer?). Najstaršia doteraz v nich nájdená fauna v záreze hradskej západne od Čiernej Lehoty predstavuje toarc: *Lytoceras (Pachylitoceras) jurense* (Zieten), *Harpoceras falcifer* (Sow.), *Dactylioceras cf. tenuicostatum* (Young — Bird) (určil M. Rakús). Lamelibranchiáty z tej istej lokality určila Kochanová ako: *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys (Velata) tumida* (Hartm.).

V rade profilov zastupujú opisované krinoidové vápence najspodnejší jurský

člen. O lokálnom stratigrafickom hiáte spodného liasu svedčia brekciovitú vápence na báze ružových, prípadne svetlosivých krinoidových vápencov (západne od Čiernej Lehoty). Brekcie s valúnmi (často veľkosti päste) sú zložené z dolomitov a sivých piesčitých, čiastočne krinoidových vápencov i z tmavosivých až čiernych organogénnych oolitických vápencov (rét ?).

Na severnom svahu Čierneho vrchu západne od kóty 774,9 sa našla bajoská skamenelina: *Posidonia alpina* Gr a s. (určila K o c h a n o v á, 1959).

Krinoidové vápence vo vrchnejších polohách sú jemnozrnné a majú časté polohy ružových, prípadne bielych celistvých i lumachelových vápencov, preplnených skamenelinou *Posidonia alpina* Gr a s. Na hrebeni i na západnom svahu Čierneho vrchu sa našla na niekoľkých miestach spolu s ňou v jemnozrnných bielych krinoidových vápencoch bohatá brachiopódová fauna: *Terebratula curviconcha* O p p., *Terebratula (Glossothyris) chartroni* de G r o s s o u v r e, *Terebratula bifrons* O p p., *Rhynchonella trigonella* R o t h p l e t z, *Rhynchonella rectecostata* U h l i g, *Rhynchonella ortoptycha* O p p., *Rhynchonella microcephala*, *Rhynchonella calva* C a n., *Rhynchonella pugila* R o t h p l., *Rhynchonella alemanica* (S c h l o t h.). Táto fauna odpovedá kelovej, prípadne ešte i vrchnému batu.

Krinoidové vápence teda zastupujú i celý doger, prípadne i najspodnejší malm; niekde (západne od Čiernej Lehoty) ich laterálne zastupujú vo vrchnej časti dogeru sivozelenkavé silicity, tvoriace lavice o hrúbke 4–7 cm. Mikroskopicky vykazujú kalovo-organogénnu štruktúru s článkami echinodermát a s *Globochaete alpina* (K u l l m a n o v á 1959). Silicity sa častejšie striedajú so sivými jemnozrnnými až strednozrnnými krinoidovými vápencami.

M a l m predstavujú sivé celistvé ružové, červené i bielosivé celistvé, zväčša masívne vápence, tu i tam s hľuzami červených rohovcov. V spodných polohách sú najčastejšie červenohnedé až tehlovočervené nevýrazne hľuznaté. Ojedinele sa v nich nájdu nepravidelné hniezda drobnozrnných krinoidových vápencov; mikroskopicky majú organogénno-kalovú štruktúru a obsahujú *Globochaete alpina*, ojedinelé články echinodermát, ostrakódy a autigénny kremeň (nerozpustný zvyšok okolo 2 %; K u l l m a n o v á 1959). Na päte severného svahu nad dolným koncom dediny Čierna Lehota sa v nich našli brachiopódy oxford-kimeridžu: *Glossothyris rupicola* Z i t t e l, *Rhynchonella spoliata* S u e s s, *Rhynchonella lacunosa* Q u e n s t., *Rhynchonella lacunosa arolica* O p p e l, *Terebratula insignis* (S c h ü b l e r).

Vyššie polohy vápencov sú celistvé, obyčajne svetlejšie až bielosivé. Mikroskopicky majú organogénnu štruktúru s globochétovou a saccocomovou mikrofáciou. Len ojedinele majú články echinodermát a prierezy foraminifer (K u l l m a n o v á 1959).

Na južnom svahu Čierneho vrchu sú sivé celistvé vápence s ružovým nádychom a hnedasté vápence miestami viac, inde menej výrazne hľuznaté. Mikroskopicky

vykazujú kalovo-organogénnu štruktúru, v niektorých polohách čiastočne detritickú. Predstavujú globochetovú mikrofáciu, vyššie i saccocomovú (Kullmanová 1959). Našla sa v nich bohatá fauna amonitov oxfordu a kimeridžu: *Cymaceras perundatum* Wegele, *Sowerbyceras* sp., *Trimarginites arolicus* (Oppel) (určil M. Rakús); *Taramelliceras* (*Metahaploceras* ?) *kobyi* (Choffat), *Taramelliceras greenackeri* (Moesch), *Streblites frotho* (Oppel), *Glochiceras* sp., *Aspidoceras acanthicum* Opp., *Aspidoceras wolffi* Neumayr, *Aspidoceras cyclotum* (Oppel), *Perisphinctes bernensis* Loriol, *Perisphinctes matheyi* Loriol, *Perisphinctes jelskii* Siemiradzki, *Perisphinctes siliceus* (Quenstedt), *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *Calliphylloceras calypso* d'Orb., *Calliphylloceras* (*Holcophylloceras*) *zignoii* (d'Orb.), — určil J. Pevný. Z lamelibranchiátov určila Kochanová: *Avicula lacunosa* (Quenst.), *Entolium* cf. *cingulatum* (Goldf.), *Astarte* cf. *similis* Münst.

Vrchnú časť malmských vápencov zastupujú miestami sivohnedé i svetlo až bielosivé, často doskovité celistvé vápence organogénno-kalovej štruktúry s kalpionelovou mikrofaunou. V niektorých profiloch (severný svah nad horným koncom obce Čierna Lehota) v spodných polohách obsahujú formy *Calpionella alpina* Lorenz a *Calpionella eliptica* Cadisch, doprevádzané druhom *Globochaete alpina*, kalcifikovanými radioláriami, ojedinelými článkami echinodermát a foraminiferami, vo vrchnejších polohách ešte *Calpionella eliptica* Cadisch a *Tininosella carpatica* Murgeanu — Filipescu (Kullmanová 1959).

Na hrebeni východne od doliny Bebravy, SV od Čiernej Lehoty v spodných polohách titónskych vápencov sa našli amonity (určil prof. Barthel): *Haploceras elimatum* (Oppel) Zittel, *Haploceras* cf. *tithonium* (Oppel) Zittel, *Glochiceras* cf. *verruciferum* (Meneghini), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.), *Lithacoceras* cf. *metamorphum* (Neum). Vyššie polohy sú s vrchnotitónskymi amonitmi: *Spiticeras* cf. *pseudograteanum* (Djanel), *Glochiceras* sp. (gr. *litograficum*), *Phylloceras* cf. *serum* (Oppel) Zittel.

Najvrchnejšiu časť opisovaného vápencového komplexu zastupujú sivohnedé celistvé vápence organogénnej štruktúry s ojedinelými foraminiferami a nannokonmi (Kullmanová l. c.). Pri Čiernej Lehote sa v najvrchnejšej lavici našli brachiopódy: *Rhynchonella* cf. *monsalvensis* Gillieron, *Pygope catulloi* Pictet. Táto časť patrí najspodnejšiemu neokomu.

Vrchný neokom — apt zastupujú šedé masívne klasticko-organogénne vápence celistvé, drobnozrné, často hlavne vo vrchných polohách prestúpené hľuzami tmavých rohovcov. Tieto polohy sú obyčajne lavicovité až doskovité. Rohovce tvoria nepravidelné hľuzy, častejšie i šošovkovité vložky až 7 cm hrubé.

Uprostred vápencov sú častejšie slienitejšie polohy i vložky tmavších slieňov a slienitých bridlíc.

Makroskopicky obsahujú časté články krinoidov, mikroskopicky majú netypickú organogénno-detritickú štruktúru. Vedľa úlomkov echinodermát obsahujú časté



foraminifery, hlavne textulárie, globigeríny a orbitolíny, globorotálie, ostrakódy, úlomky machoviek a riasy solenopór. Častejšie sú i zrnká kremeňa a glaukonitu (Kullmanová 1959). V spodnejších častiach súvrstvia v svetlobielych masívnych vápencoch severne od Valaskej Belej pri hradskej sa našli početné brachiopódy a lamelibranchiáty. Určené boli formy (určil Eristavi z Tbilisi a dr. Barthel z Mníchova): *Rhynchonella* ex gr. *limbata* Sow., *Rhynchonella lineolata* Phil., *Terebratula* cf. *martiniana* d'Orb., *Zeilleria* cf. *tamarindus* Sow., *Meirhea* cf. *atava* Roem., *Chlamys goldfussi* (Deshayes) in Leymerie, *Chlamys dutemplei* (d'Orb.), *Chlamys archiaciane* (d'Orb.), *Camptonectes* cf. *cottaldinus* (d'Orb.), *Camptochlamys striatopunctatus* (Roemer), *Chlamys robinaldina* (d'Orb.), *Chlamys urgonensis* (Loriol).

Vo vrchných polohách, v tmavošedých rohovcových vápencoch na hrebeni východne od doliny Stará Bebrava pri Čiernej Lehote sa našli lumachely s *Exogyra* cf. *tombeckiana* d'Orb. a *Lima* ex gr. *rhodanica* d'Orb. Makro i mikrofauna poukazuje na vrchný neokom (barem) až apt.

Medzi opisovaným súvrstvom a podložným malmským vápencovým komplexom končiacim beriasom je veľký stratigrafický hiát, ktorého existenciu názorne dosvedčuje profil na východnom svahu doliny Starej Bebravy. V skalnej stene budovanej malm-vrchnoneokomským súvrstvom je výrazne odkrytá plocha sedimentačnej diskontinuity medzi nahnedlými doskovitými vápencami beriasu a bazálnou časťou vrchnoneokomských vápencov. Na ich báze je totiž až 0,5 m hrubá poloha vápencových brekcií s veľkými zaoblenými okruhliakmi, zloženými z podložných nahnedlých beriasových vápencov. Pôvod valúnov dosvedčuje nielen makroskopický vzhlad, ale i mikroskopické štúdiá (Kullmanová 1959) poukazujú na prítomnosť globochét, ostrakódov a hlavne *Stomiosphaera colomi* a ojedinele *Nannoconus* sp.

Alb — spodný cenoman. V nadloží vrchnoneokomských, prípadne aptských vápencov je súvrstvie tmavošedých slienitých bridlíc až bridličnatých slienov. Nálezy mlžov rodu *Plicatula gurgitis* Brongn. (určil dr. Eristavi) pri Čiernej Lehote svedčia o príslušnosti spodnej časti súvrstvia k albu. Mikrofauna z týchto polôh je silne prekryštalizovaná.

Vo vrchnejších častiach súvrstvia pribúdajú piesčité bridlice i vápencové pieskovce a ubúdajú sliene v prospech bridlíc. Mikroskopicky piesčité bridlice vykazujú mikrokryštalickú základnú hmotu (Varčeková 1958) s obsahom jemne rozptýleného sericitu. Klastickú prímes (15—30 %) predstavujú úlomky kremeňa (o priemere 0,05—0,1 mm), plagioklasu a muskovitu.

Uprostred bridličnato-pieskovcového súvrstvia albu vystupujú šedé i tmavošedé vápence s hľuzami rohovcov, ktoré budujú morfológicky výrazné skaly; sú masívne i lavicovité. Obsahujú množstvo tmavých rohovcov (miestami až v pomere 1:1); majú pretiahnutý, prípadne okrúhly tvar, zriedka tvoria nepravidelné hľuzy. Pri zvetrávaní javia často koncentrickú stavbu. Sú farby šedej i tmavošedej

až čiernej, tvorené chalcedónom. Mikroskopicky (Varčeková 1958) javia organo-detritickú štruktúru. Vedľa početných krinoidov obsahujú globigeríny, textulárie, miliolidy, radiolárie, úlomky machoviek, ostne ježoviek, ihlice húb. Klasické súčiastky, a to zrníčka kremeňa, zriedka i zirkónu sa nájdú len podradne. Z autigénnych minerálov je prítomný pyrit, zriedka i kremeň.

Fauna nájdená východne od doliny Bebrava poukazuje na albský vek vápencov (MaheI 1959c; Szörény 1957): *Collyropsis moussani* (Desor), *Holaster laevis* (Deluc. mns) Agassiz, *Holaster* sp., *Inoceramus salomoni* d'Orb., *Hypacantohoplites* sp.

Stratigrafické zaradenie spresňuje mikrofauna z bezprostredne podložných a nadložných bridličnato-pieskovcových súvrství. V podloží sa miestami našla podľa Kantorovej a Salaja dosť početná mikrofauna vrchného albu: *Anomalina complanata* Reuss, *Anomalina schlönbachi* (Reuss), *Ticinella gaultina* (Morozova), *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi).

Bezprostredné nadložie vápencov obsahuje už mikrofaunu najvrchnejšieho albu: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Glomospira gordialis* (Jones — Parker), *Arenobulimina* cf. *brevicon* (Perner), *Anomalina complanata* Reuss, *Epistomina* cf. *spinulifera* (Reuss), *Eponides* cf. *acria* Loeblich — Tappan, *Haplophragmoides* sp., *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi).

Najvrchnejšia časť bridličnato-pieskovcového súvrstvia siaha azda až do spodného cenomanu. Tieto polohy obsahujú vedľa druhov typických pre vrchný alb, ako je *Thalmaninella ticinensis*, aj druhy spodnocenomanské: *Rotalipora appenninica* (Renz).

#### Prechodné vývinu medzi belanskou a zliechovskou sériou

V nadloží belanskej série severne od Valaskej Belej a Čiernej Lehoty je rozložená antiklinála s jadrom keupra, ktorý podobne ako rét a neokom má vývin obvyklý pre „krížňanskú sériu“ (i v belanskej sérii). Líšia sa však jurské členy, ktoré sú v južnom krídle bližšie susednej belanskej sérii, v severnom zas sérii zliechovskej s laterálnymi faciálnymi prechodmi jednotlivých členov.

Južné krídlo je silne redukované a jednotlivé členy sa objavujú len šošovkovite. Vo východnej časti sú to hlavne neokomské sliene, malmské ružové celistvé vápence s hľuzami a šošovkami ružových radiolaritov, ružové brekciovité vápence poprerastané rohovcami, ružové i striebřisté hrubozrnné krinoidové vápence s veľkými článkami krinoidov (spodný malm či doger, alebo lias?), lavicovité sivozelenkavé silicity skelného lesku (doger pri laze Mokryšovci).

Súvislejší sled vidno až JZ od vrchu Kremenište, a najmä na svahoch doliny Stará Bebrava (profil sedimentárno-petrograficky spracovala A. Kullmanová).

v á). Na hrebeni južne od Hlučej doliny (východne od Starej Bebravy) je tento profil:

V nadloží tmavých bridlíc s lumachelovými vápencami rétu je ca 30 m hrubé súvrstvie sivých, prevažne jemnozrnných krinoidových vápencov; začína sivými celistvými brekciovitými vápencami so závalkami hornín toho istého zloženia. Mikroskopicky vykazujú kalovo-organogénnu štruktúru s úlomkami gastropódov, lamelibranchiátov, krinoidov a ježoviek. Z foraminifer obsahujú nodosárie a *Involutina liasina*. V ich nadloží sú lavicovité (lavice 40—70 cm hrubé) sivé jemnozrnné krinoidové vápence s hľuzami tmavých rohovcov v spodnej časti. Mikroskopicky (K u l l m a n o v á 1960) majú organodetritickú štruktúru s úlomkami lamelibranchiátov, brachiopódov, s prierezmi foraminifer a s klastickými zrnkami kremeňa.

Vo vyšších polohách vápence sú celistvé, masívnejšie a majú menej rohovcových hľúz. Objavuje sa glaukonit a lumachelové polohy. K o c h a n o v á z nich určila: *Chlamys valoniensis* (D e f r.), *Oxytoma sinemuriensis* (d' O r b.), *Entolium calvum* (G o l d f.), *Anomia* cf. *striatula* O p p. Mikroskopicky vykazujú organogénnu až kalovú štruktúru s úlomkami lamelibranchiátov, článkami krinoidov, ostňami ježoviek a s foraminiferami typu *Nodosaria*. Ako autigénny minerál je prítomný chlorit (?).

Vrchnú časť tohto súvrstvia predstavujú jemnozrnné krinoidové vápence organodetritickej štruktúry s článkami krinoidov (v horninotvorňom množstve), úlomkami lamelibranchiátov a brachiopódov, foraminiferami typu *Textularia*, *Nodosaria* a *Lenticulina*. Nájdu sa i zrnká klastického kremeňa, lupienky muskovitu a zrnká chloritu. Zistené boli brachiopódy: *Rhynchonella plicatissima* Q u e n s t., *Rhynchonella retusifrons* O p p e l, *Terebratula punctata* S o w.

Ďalšie je ca 10 m hrubé súvrstvie sivých lavicovitých celistvých vápencov s hnedastým nádychom, kalovej štruktúry s článkami krinoidov, s úlomkami lamelibranchiátov a s *Globochaete alpina*.

Doger zastupuje ca 6 m hrubé súvrstvie tmavosivých až hnedosivých lavicovitých (lavice 10 cm) rohovcových vápencov, až celistvých, striedajúcich sa s polohami sivých celistvých vápencov. Mikroskopicky silicity vykazujú organogénnu štruktúru s hojnými silicifikovanými ihlicami húb. Základnú chalcedonovú hmotu znečisťuje kalcit vo forme článkov echinodermát. Nájdu sa i drobné zrnká pyritu.

Potom nasleduje 4 m hrubá poloha svetlosivých jemnozrnných lavicovitých krinoidových vápencov (lavice 10—15 cm) organodetritickej štruktúry s článkami echinodermát, úlomkami lamelibranchiátov a s foraminiferami typu *Nodosaria*, *Textularia* a *Lenticulina*. V klastikách sa vedľa zrn kremeňa zistili aj sericitizované žilce a kryštálky pyritu.

Smerom do nadložia nastupujú ružové až červenofialové slabokrinoidové vápence, poprerastané hľuzami červených silicitov (hrúbka 5 m); štruktúra organodetritická s hojnými článkami echinodermát, ktoré pozvoľne prechádzajú do svetlo-

ružových celistvých vápencov mikrokryštalickej štruktúry s *Globochaete alpina* a s ojedinelými radiolármi.

V nadloží sú titónske doskovité celistvé vápence s bielou patinou, kalovo-organo-génnej štruktúry s hojným zastúpením *Calpionella alpina* Lorenz a *Globochaete alpina* a zriedkavou *Calpionella elliptica* Cadisch. Nad nimi nasleduje hrubý komplex šedých slieňov a slienitých vápencov neokomu.

Obdobný ráz majú jednotlivé jurské členy v tejto časti južného krídla opisovanej antiklinály i v jej západnom ukončení, západne od doliny Bebravy. Na spodku liasu objavuje sa však súvrstvie tmavošedých slienitých bridlíc s vložkami tmavošedých doskovitých vápencov, nad ktorým ležia sivé až tmavosivé lavicovité i doskovité vápence celistvé, vyššie jemnozrnné; miestami sú brekciovité, poprerastané hluzami i šošovkami silicítov. Na západnom svahu Hluchej doliny vo vápencovej sutine sa našli amonity hetangu — až lotaringu (určil Rakus 1960), a to: *Coroniceras bisulcatum* (Brug.), *Asteroceras obtusum* (Sow.), *Charmasseiceras charmassei* d'Orb., *Microderoceras steinmanni* Hug., *Oxynoticeras cf. oxynotum* Quenst., *Echioceras raricostatum* (Ziet.). Polohy brekciovitých vápencov sú často bohaté i na belemnity, no zvlášť bohatá je fauna lastúrníkov spracovaná M. Kochanovou (1960): *Parallelodon hettangiensis* (Terq.), *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.), *Chlamys valoniensis* (Defr.), *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (Stol.), *Chlamys (Velata) tumida* (Hartman), *Chlamys (Terquemia) sp.*, *Entolium calvum* (Goldfuss), *Plicatula accuminata* (Terquem — Piette), *Lima hettangiensis* Terq., *Lima cf. hettangiensis* Terq., *Lima cf. duplicata* (Sow.), *Lima (Plagiostoma) exaltata* (Terq.), *Lima (Plagiostoma) punctata* (Sow.), *Lima (Plagiostoma) gigantea* (Sow.), *Lima (Plagiostoma) succincta* (Schloth.), *Anomia nuda* Terq. — Piette, *Gryphea sp.*, *Astarte sp.*, *Pholadomya aff. fortunata* Dumor., *Homomya alsatica* Ag., *Myoconcha sp.* Z brachiopódov sa našli (určil M. Siblík): *Rhynchonella plicatissima* (Quenst.), *Rhynchonella retusifrons* Opperl, *Rhynchonella aff. de — lottoi* DalPiaz, *Rhynchonella cf. fraasi* Opperl, *Zeilleria mutabilis* (Opperl), *Zeilleria alpina* (Geyer), *Terebratula punctata* Sow., *Terebratula juvavica* Geyer, *Spiriferina alpina* Opperl, *Spiriferina obtusa* Opperl, *Spiriferina tumida* (Buch.), *Spiriferina rostrata* (Zieth.).

S tým istým vývinom liasu sa stretávame i pri západnom ukončení antiklinály na západnom svahu Stará Bebrava, kde sa tiež našla na niekoľkých miestach pomerne bohatá fauna. Na hrebeni v sivých celistvých i jemnozrnných, silne brekciovitých vápencoch poprerastaných silicítmí sa našli vedľa množstva belemnítov i amonity: *Coroniceras bisulcatum* (Brug.) — určil M. Rakus. Zvlášť hojné sú však lastúrniky, určené Kochanovou: *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.), *Oxytoma sp.*, *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys cf. textoria* (Schloth.), *Chlamys sp.* (aff. *securis* Dum.), *Chlamys sp.*, *Chlamys (Ae-*

*quipecten*) *thiollierei* (Martin), *Chlamys* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (Stol.), *Entolium calvum* (Goldf.), *Entolium calvum* (Goldf.), *Plicatula deslongchampsii* Terq. — Piette, *Plicatula oceani* (d'Orb.), *Lima duplicata* (Sow.), *Lima* (*Plagiostoma*) *punctata* (Sow.), *Lima* (*Plagiostoma*) cf. *succincta* (Schloth.), *Lima* (*Plagiostoma*) sp., *Liogryphea arcuata* (Lam.), *Astarte libya* d'Orb., *Astarte* sp., *Mactromya ovula* (Terq. — Piette), *Pleurotomaria anglica* (Sow.), *Pleurotomaria* sp., (af. *planula* Terq. — Piette), *Pleurotomaria* sp.

V sivých jemnozrnných vápencoch, ktoré tvoria súvislejší skalný pruh, sa našiel lotaringský amonit: *Oxynoticeras oxynotum* (Quenst.). Bohatá fauna spodného až vrchného liasu sa našla v sutine pod skalami; spodnoliasové formy zastupujú: *Psiloceras* (*Caloceras*) *torus* (d'Orb.), *Charmasseiceras* sp., ex gr. *ventricosum* (Canavari), *Charmasseiceras charmassei* (d'Orb.) — určil M. Rakús; *Lima hettangiensis* Terq., *Liogryphea* sp., *Cardinia hybrida* (Sow.) — určila Kochanová.

Vrchný lias zastupujú amonity určené Rakúsom ako: *Amalteus subnodosus* (Joung — Bird) a *Calliphylloceras nilsoni* (Hebert).

Podľa tejto fauny patrí opisovaný komplex plytkovodných, prevažne krinoidových vápencov do hetangu až vrchného liasu.

Nadložné súvrstvie doskovitých hnedosivých i zelenkastých silicítov v spodnejších polohách obyčajne tmavších, odpovedá dožeru. Striebristé i ružové jemno-krinoidové vápence sú azda spodnomalmské; tvoria totiž podložie, prípadne spodnejšie nepravidelné polohy uprostred celistvých masívnych ružových vápencov, miestami s náznakmi hľuznatosti a s malými šošovkami s hľuzami červených silicítov (radiolaritov). Vek posledných potvrdzujú nálezy fauny (amonity určil sčasti dr. Barthel z Mníchova, sčasti J. Pevný, lastúrniky M. Kochanová): *Rhynchonella spoliata* Suess, *Rhynchonella sparsicostata* Quenst., *Rhynchonella monsalvensis* Gil., *Glossothyris bouei* Zejszn., *Pygope janitor* Pictet., *Glossothyris bouei* Zjs., *Avicula lacunosa* (Quenst.), *Entolium cornutum* (Quenst.), *Entolium demissum* (Phill.), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *costatum* Quenst., *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *trachinotum* (Oppel), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *compsum* Oppel, *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *tricristatum* (Opp.), *Taramelliceras pseudoflexuosum* (Favre), *Glochiceras balanense* (Neum.), *Glochiceras* (*Coryceras*), *microdomum* (Opp.), *Glochiceras* (*Coryceras*) *canale* (Quenst.), *Hybonoticeras beckeri* (Neum.), *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *Perisphinctes promiscuus* Bukowskí, *Lytoceras polycyclum* Neum.

Pre doskovité titónske vápence typu biancone je príznačná prítomnosť hľúz tmavých rohovcov, i keď nie sú také hojné ako napr. v dosť podobnom súvrství malomagurskej série.

Neokomské šedé sliene a slienité vápence dosahujú smerom k západu značných

hrúbok a splývajú so stovky metrov hrubým komplexom toho istého súvrstvia zliechovskej série. Ich stratigrafické rozpätie nie je známe. Nepodarilo sa nám zatial nájsť skameneliny v ich najvrchnejších polohách, ktoré budujú tmavosivé bridličnaté sliene s vložkami lavicovitých tmavošedých jemnozrnných pieskovcov (lavice 30—40 cm hrubé), organodetritickej štruktúry s článkami echinodermát a s ojedinelými globigerínami, zrnkami glaukonitu a kremeňa. Ide o typ súvrstvia, ktorý sa doteraz všeobecne považoval za apt. Naše výskumy u Zliechova (ako v ďalšom uvidíme) však ukázali, že nejde o stály stratigrafický horizont, ale o regresívny člen neokomského komplexu rôznej stratigrafickej hodnoty. Súvrstvie hnedošedých slienitých bridlíc s polohami pieskovcov obsahuje vrchnoalbskú mikrofaunu (určil J. S a l a j): *Rhizammina* cf. *indivisa* B r a d y, *Ammodiscus gaultinus* B e r t h e l i n, *Ticinella roberti* (G a n d o l f i), *Thalmaninella ticinensis* (G a n d o l f i), *Anomalina* cf. *complanata* (R e u s s).

Severné krídlo antiklinály je normálne vyvinuté bez výraznejšej tektonickej redukcie mladších členov. Staršie členy — réť, čiastočne i spodný lias — sú redukované len v západnej časti. R é t zastupuje fácia bežná v krížňanskej sérii: šedé celistvé i ooliticke vápence s polohami lumachel obsahujúce hojné brachiopódy hlavne *Terebratula gregaria* S u e s s; tmavošedé jemnozrnné krinoidové vápence, tmavošedé jemnozrnné zbridličnaté vápence, tmavé vápnité bridlice, vo vrchnejších polohách piesčité vápence, na povrchu hrdzavo zvetrané s drobnými šupinkami sludy. Mikroskopicky vykazujú 15—20 % klastík hlavne kremeňa (veľkosť 0,05 mm), a muskovitu. Na hrebeni vrchu Kozinec sa v nich našli amonity *Alsatites* aff. *gallbergensis* L a n g e — určil R a k ú s. Vrchná časť súvrstvia je hetangská a to bez výraznejšej hranice, teda bez možnosti presnejšieho kartografického vymedzenia spodnoliasového súvrstvia.

L i a s v smere laterálnom, t. j. od západného ukončenia antiklinály smerom k východu je trochu odlišný. Komplex šedých krinoidových masívnych i lavicovitých vápencov je už na západnom svahu Starej Bebravy náhle vystriedaný súvrstvom prevažne tmavošedých slienitých bridlíc a slienitých vápencov. Uvediem jeho charakteristiku z hrebeňa západne od vrchu Kremenište:

Spodnému liasu patria doskovité i lavicovité tmavošedé celistvé vápence, tmavošedé krinoidové, jemno i hrubozrnné vápence, poprerastané rohovcami, ako aj tmavé slienité bridlice a tenkodoštičkovité sliene. Hranica voči rétu je konvencionálna. Smerom do nadložia ubúdajú krinoidové vápence a zväčšuje sa podiel tmavošedých doskovitých až doštičkovitých vápencov a slienitých vápencov. Vo vrchnejších polohách objavujú sa hojnejšie i čierne doskovité silicity. Túto časť už zaraďujeme, pravda bez presnejšej hranice, k dogeru. V profile vedenom na hrebienku západne od osady Mokryšovce počítame k spodnému liasu (bez výraznejšej hranice voči rétu) asi 80 m hrubé súvrstvie tmavošedých vápnitých bridlíc s polohami tmavosivých krinoidových vápencov a celistvých vápencov. Mikroskopicky vykazuje aleuropelitickú štruktúru. V pelitickej ilovito-vápnitej základ-

nej hmote sú drobné zrnká kremeňa, úlomky echinodermát, foraminifery typu *Nodosaria* a kryštáliky pyritu. Lavice (30—70 cm hrubé) jemnozrnných krinoidových vápencov majú štruktúru organogénno-detritickú s článkami echinodermát, ihlicami húb, úlomkami lamelibranchiátov a gastropódov i foraminiferami a zrnkami klastického kremeňa a kryštálikmi pyritu (K u l l m a n o v á 1959).

Uprostred tmavošedých bridlíc sú lavicovité šedé i tmavošedé vápence. Pri navlhčení na čerstvých plochách badať tmavšie škvrny, častejšie tmavšie pružky. Mikroskopicky vykazujú organogénnu štruktúru s ihlicami húb sčasti kalcifikovanými, sčasti silicifikovanými. Vo vrchných častiach súvrstvia obsahujú hľuzu a šošovky čiernych rohovcov, ktoré smerom do nadložja, do dogeru pribúdajú.

Smerom k východu už na vrchu Kozinec súvrstvie stredného a vrchného liasu (v nadloží rétohetangu) budujú lavicovité, zväčša doskovité celistvé, šedé až tmavošedé slienité vápence sivej patiny. Na čerstvých plochách vykazujú tu i tam tmavšie pruhy, prípadne škvrny. V spodných často sa nájdu polohy poprerastané tmavými rohovcami. Vrchný lias — toarc východne od Škripovej doliny (za východným okrajom priloženej geologickej mapy) zastupuje 1—1,5 m hrubá poloha červených vápencov, slieňov a slienitých bridlíc so šošovkami hematitových vápencov.

D o g e r sa vyznačuje predovšetkým tmavosivými, miestami až čiernymi doskovitými rohovcami a rohovcovými vápencami, striedajúcimi sa s polohami sivých až tmavosivých celistvých i jemnozrnných lavicovitých i doskovitých vápencov, prípadne rohovcových vápencov. Mikroskopicky javia organogénnu štruktúru s hojnými radiolaritmi. Niektoré polohy majú hojné kryštáliky pyritu. Smerom do nadložja celé súvrstvie nadobúda svetlejšiu farbu. Túto zmenu možno sledovať i v laterálnom smere, a to na vrchu Kozinec a ďalej na východ; celé súvrstvie má menší podiel bituminóznej prímеси a vývinom sa blíži radiolaritom zliechovskej série.

M a l m zastupujú celistvé, čiastočne slienité lavicovité, zriedkavo doskovité vápence (lavice 5—30 cm hrubé) červené i ružovkasté, často s nábehom do pseudohľuznatostí. Mikroskopicky majú kalovo-organogénnu štruktúru so *Saccocoma* a *Globochaete alpina*. Niektoré polohy sú slienitejšie, zbridličnatené. V spodnejších častiach obsahujú šošovky i vložky (3—5 cm) červených radiolaritov, ktoré sú hojnejšie na hrebni Kozinca, kde pruh malmu „objíma“ uzáver synklinály vyplnenej neokomom a prechádza do severnejšieho krídla tejto synklinály. Toto však má hlbší morský vývin jurských členov — typ zliechovskej série. V malme podstatnú časť už zaberajú červené radiolarity, nie už ako vložky, ale ako súvrstvie miestami až 20 m hrubé. Červené celistvé vápence predstavujú len jeho vrchnejšie polohy, ktoré najčastejšie (smerom k východu) chýbajú.

T i t ó n. Súvrstvie ružových vápencov prechádza bez ostrejšej hranice do svetlosivých slienitých doskovitých i lavicovitých vápencov s bielosivou patinou, v spodnej časti s polohami často masívnejších ružových vápencov. Dosť často

v tomto súvrství sú malé hľuzy rohovcov. Mikroskopicky sú kalovo-organogénnej štruktúry a obsahujú kalpionely: *Calpionella alpina*, *C. elliptica* a *Globochaete alpina*.

Neokom má typický vývin šedých slienitých vápencov a slieňov.

Vývin jury severného krídla antiklinály je ako vidieť blízky zliechovskej sérii. Pravda, lias i doger má podstatne tmavšie sfarbenie, väčší podiel jemných klastík a pyritu a blíži sa tým vývinu malomagurskej série. Laterálny prechod na jednej strane do plytšieho vývinu južnejšieho krídla (západne od doliny Bebravy) blízko belanskej série, na druhej strane do svetlejších a hlbších vývinov bližších zliechovskej sérii smerom k východu (na vrchu Kozinec) je pomerne názorným príkladom vystupovania troch odlišných vývinov jury vedľa seba na malom priestore: *nevetraný vývin* (typ malomagurský), *plytkovodný vetraný* (typ belanský) a *hlbší vetraný* (typ zliechovský).

### Tektonika

Územie mezozoika v ukončení Suchého je kľúčovým i z hľadiska zistenia vzájomných tektonických vzťahov jednotlivých mezozoických sérií i ich pomeru ku kryštalickému jadru.

Malomagurská séria lemuje vonkajší okraj kryštalického jadra. Má monoklinálnu stavbu s úklonom zväčša  $65-70^\circ$  k SZ. V skalnom pruhu titón-spodnoneoškómských doskovitých vápencov južne od Valaskej Belej možno sledovať intenzívne detailné zvrásnenie súvrstvia do vrás, zväčša decimetrových rozmerov. Pri laze Smolenica južne od Valaskej Belej „zabieha“ vo forme synklinály do kryštaliniča. Prudké sklony vrstiev k JV dosvedčujú jej účasť na hlbinnom tektonickom štýle. Od tejto synklinály k západu je zjavná redukcia členov. Západne od lazu Smolenica strednotriasové súvrstvie belanskej série leží miestami priamo na kremencoch malomagurského typu a vzbudzuje podozrenie normálneho stratigrafického sledu. V nadloží kremencov sú však rozložené zväčša tenké šošovky členov malomagurskej série. Zreteľnejšie sú odkryté južne od Čiernej Lehoty pri SZ cípe kryštalického jadra Suchého, kde sa v podloží aniských vápencov belanskej série objavujú šošovky keupra, dogeru a neokomu malomagurskej série.

Belanská séria je rozložená bezprostredne pri sérii malomagurskej. Jej najstaršie spodnotriasové, prípadne strednotriasové členy ocitajú sa v tektonickom styku s albam malomagurskej série. Tektonická plocha styku nie je však všade súklonná. Určitú súklonnosť s menšou diskordanciou možno pozorovať západne od Valaskej Belej. V nadloží albu so sklonom  $50-55^\circ$  ležia lavice spodnotriasových kremencov uklonené  $70^\circ$ . V tomto profile vrchné polohy albského súvrstvia majú výrazné stopy metamorfózy s jemným zvlnením, ryhovaním bridlíc. Sotva to možno vysvetlíť tlakom zhora, t. j. v zmysle príkrovovej koncepcie tlakom nadložných presunujúcich sa mäs. Skôr ide o bočné stlačenie, čomu nasvedčujú i menšie mikro-



vrásky s vergenciou k juhu. Blízko, uprostred kremencov vystupuje šupina žuly. Naskytá sa otázka genetickej spätosti vyššej metamorfózy s jej výskytom.

Spodnejšie členy belanskej série sú zvrásnené v lokálne štruktúry či digitácie, miestami zošupinovatené. Zvrásnenie je zvlášť zjavné na lavicovitých aniských vápencoch v Studeneckej doline, pričom na styku s podložnými neokomskými vápencami malomagurskej série je výrazná diskordancia. Neokom malomagurskej série vykazuje smer  $80^\circ$  V so sklonom  $55-60^\circ$  k S. Stredotriasové vápence pri presunovej línii majú sklon  $80^\circ$  k S, niekoľko metrov ďalej od nej už len  $40^\circ$ , ba až  $20^\circ$  k juhu, t. j. protikladne k presunovej línii. Protiklonný smer bazálnych členov belanskej série pozorovať i u dolomitov odkrytých na svahoch vršku pri kostole vo Valaskej Belej. Zatiaľ čo súvrstvie albu malomagurskej série má sklon  $40^\circ$  k SZ (pri smere  $65^\circ$  V), lavicovité dolomity sa skláňajú pod uhlom  $35-40^\circ$  k JV (pri smere  $40^\circ$  V).

Rozsiahle zdigitovanie spodných triasových členov možno sledovať na vrchu Žiar (tzv. lehotská digitácia; M a h e I 1946), vcelku s malými sklonmi, lokálne s menším násunom jadrových členov antiklinály, dolomitov na keuper. Mladšie členy v západnej časti sú rudimentárne zastúpené. Až východne od hradskej k Ilave objavujú sa v značnej hrúbke, i to predovšetkým spodnokriedové členy; ďalej na západ narastá i hrúbka malmu. Jurské členy vo veľkých hrúbkach sa objavujú na Čiernom vrchu v predĺžení hlavnej štruktúry. Je to akiste spôsobené zmenou pôvodného smeru štruktúry V—Z približne do smeru S—J. Tento ohyb je dôsledkom starej tranzverzálnnej elevácie a odráža sa v ďalších jednotkách. Na západnom svahu Čierneho vrchu opisovaná hlavná štruktúra belanskej série končí, na južných svahoch však začína uprostred vrchnotriasových členov nový synklinálny pruh mladších členov a tiahne sa ďalej do priestoru južne od Čiernej Lehoty. Ide azda o nepriame pokračovanie malej lokálnej (južnejšej) synklinály od lazú Šimonie, budovanej jurou. Jurské, a južne od doliny Bebravy i kriedové členy tejto synklinály sú miestami značne tektonicky redukované; ďalej k juhu synklinála zaniká.

Belanská séria charakterizovaná vývinom jurských a spodnokriedových členov vystupuje i na svahoch Kamenných vrát pri západnom okraji kryštalickeho jadra Suchého uprostred súvrstvi zliechovskej série. Na zložitosť jej stavby poukazuje sotva 5—10 m široký pruh keupra a rétu, ojedinele i liasových krinoidových vápencov uprostred masívnych ružových vápencov malmu. Blízko kryštalinika v pruhu antiklinály objavujú sa i kúsky ruly, vzbudzujúce podozrenie, že ide o zvyšky tektonicky redukovaného hrebieňa kryštalinika. Samotná štruktúra je vztýčená. Jej najmladší člen, tmavosivé aptské vápence na (tektonickom) styku s neokomom „nadložnej“ zliechovskej série sú sklonené miestami až  $90^\circ$ . Spodné členy belanskej série pri západnom okraji majú sklon podstatne miernejší a stratigraficky naväzujú na antiklinálny pruh stredotriasových dolomitov a vápencov, ktoré majú rozložené na západnom krídle mladšie členy zliechovskej série v nor-

málnom slede. To znamená, že ten istý pruh triasových členov má na jednom krídle mladšie členy belanského (plytkovodného), v druhom zliechovského (hlbokomorského) vývinu. Smerom k juhu k Trebichave pruh belanskej série zaniká a v oboch krídlach antiklinály sú vyvinuté členy zliechovskej série.

Opísaná štruktúra belanskej série v oblasti Kamenných vrát i štruktúra zliechovskej série, ktorá ju doprevádza v tektonickom styku z východnej strany, majú smer (SV—JZ) priečny k západnému okraju kryštálického jadra Suchého. Všetky členy zliechovskej série končia priamo na styku s kryštalinikom, to znamená, že sú uťaté tektonicky. Jurské i spodnokriedové členy štruktúry belanskej série končia asi 20 m od okraja kryštalinika. Styk s kryštalinikom obstarávajú asi v jej predĺžení dolomity, prípadne šedé a tmavošedé stredotriasové vápence, ktoré zdanlivo naväzujú i na stredotriasové členy zliechovskej i belanskej série.

Prechodné série krížňanskej skupiny sú rozložené severne od belanskej a vytvárajú vlastne antiklinálu s dvoma krídlami. Ide v podstate o prevrátenú, nesymetrickú vrásu s výraznou vergenciou k juhu, t. j. smerom ku kryštálickému jadrú. Severné krídlo je zachované bez výraznejšej tektonickej redukcie, najčastejšie so strednými sklonmi k severu; vývinom jurských členov sa blíži sérii zliechovskej. Južné krídlo je tektonicky silne redukované a tvoria ho členy vývinom blízke susednej belanskej sérii, ktorá však východne od Valaskej Belej mizne; postupne sa strácajú i členy prevráteného krídla a jadrový člen antiklinály — dolomit je v priamom styku s malomagurskou sériou. Spodný člen južného krídla — neokom leží v západnej časti (severne od Čiernej Lehoty) zväčša mierne ( $10-40^\circ$ ) na vrchnom albe. Výskyty tmavých zrnitých vápencov, t. j. najvrchnejšieho regresívneho člena neokomu na styku pripomínajú normálnu pozíciu, pravda so stratigrafickým hiátom, teda bez väčších presunov. Alb v podloží neokomu treba teda považovať za synklinálny člen, spájajúci opísanú štruktúru s vrchnou štruktúrou belanskej série.

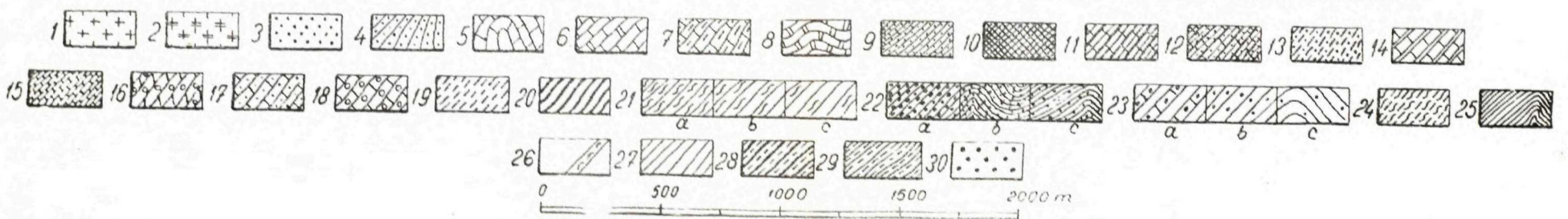
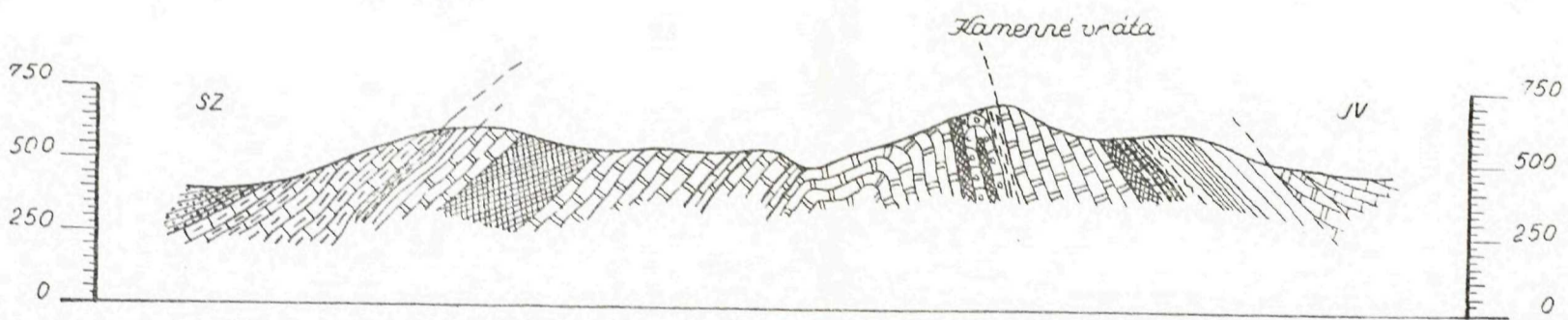
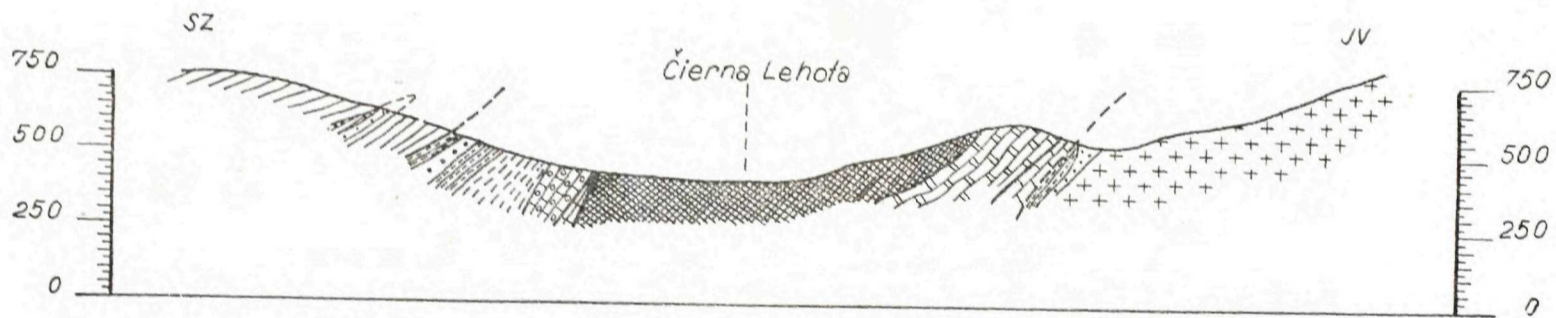
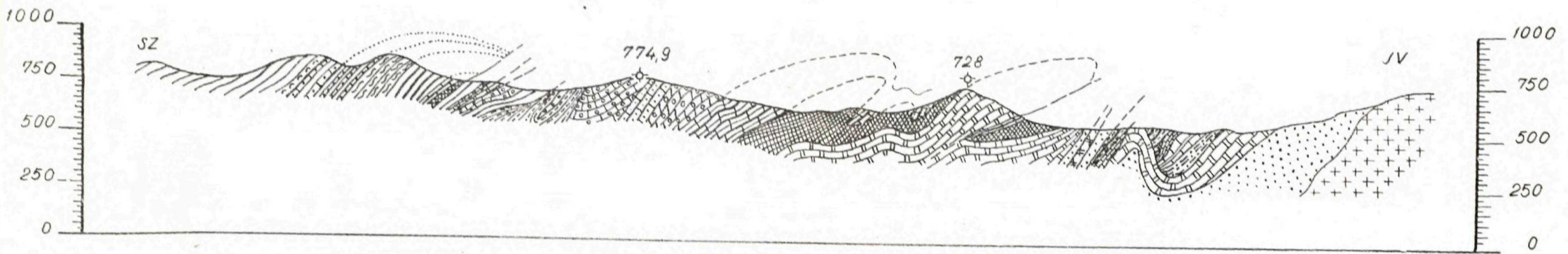
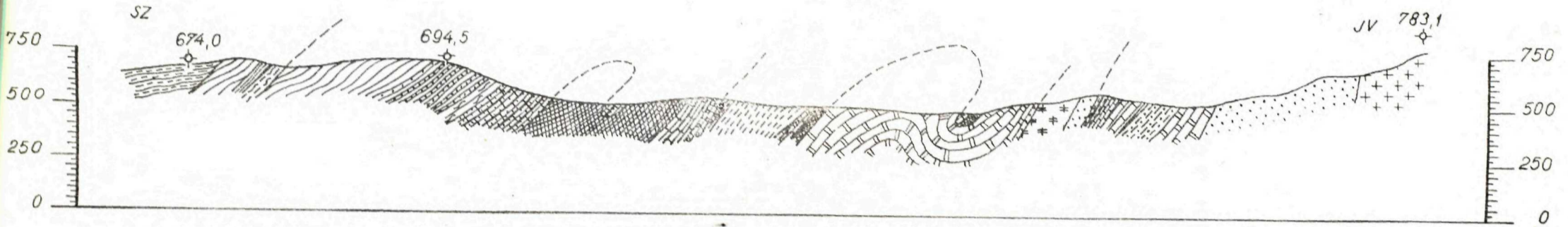
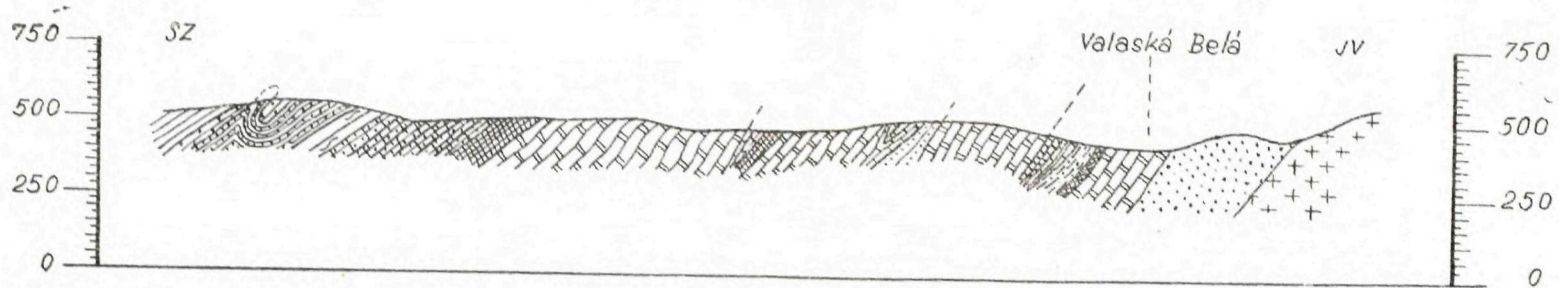
Južné krídlo antiklinály je miestami (JZ od vrchu Kremeníšte) tektonicky komplikované, zvrásnené a zošupinovatené. Jadrom druhej lokálnej antiklinály sú dolomity.

Jadrovým členom antiklinály je zväčša keuper, prípadne réť, ktoré sú navzájom zvrásnené. Makroštruktúry i menšie vrásky v nich poukazujú na ich normálny (a nie falošný) charakter. Zvlášť názorný je pekný odkryv rétu pri osade Rusnáci, detailne opísaný v inej práci (M a h e l 1958). V západnej časti jadrové členy sú silne redukované a celá štruktúra sa stáča z pôvodného smeru V—Z do smeru SSV—JJZ. Na západnom svahu doliny Bebravy je zreteľný uzáver antiklinály i jej normálny ráz. Severné krídlo sa skláňa pod uhlom až  $65^\circ$  k západu, južné krídlo má mierny sklon  $10-30^\circ$ . Antiklinálny uzáver je ďalším nezvratným dôkazom o vnútornej vergencii, a vonkoncom nie je v súlade so starším názorom o digitáciách s falošnými antiklinálami a synklinálami.

Od Kozieho vrchu k východu v nadloží neokomu severného krídla opisovanej

Geologické profily územím medzi Valaskou Belou a Trebichavou

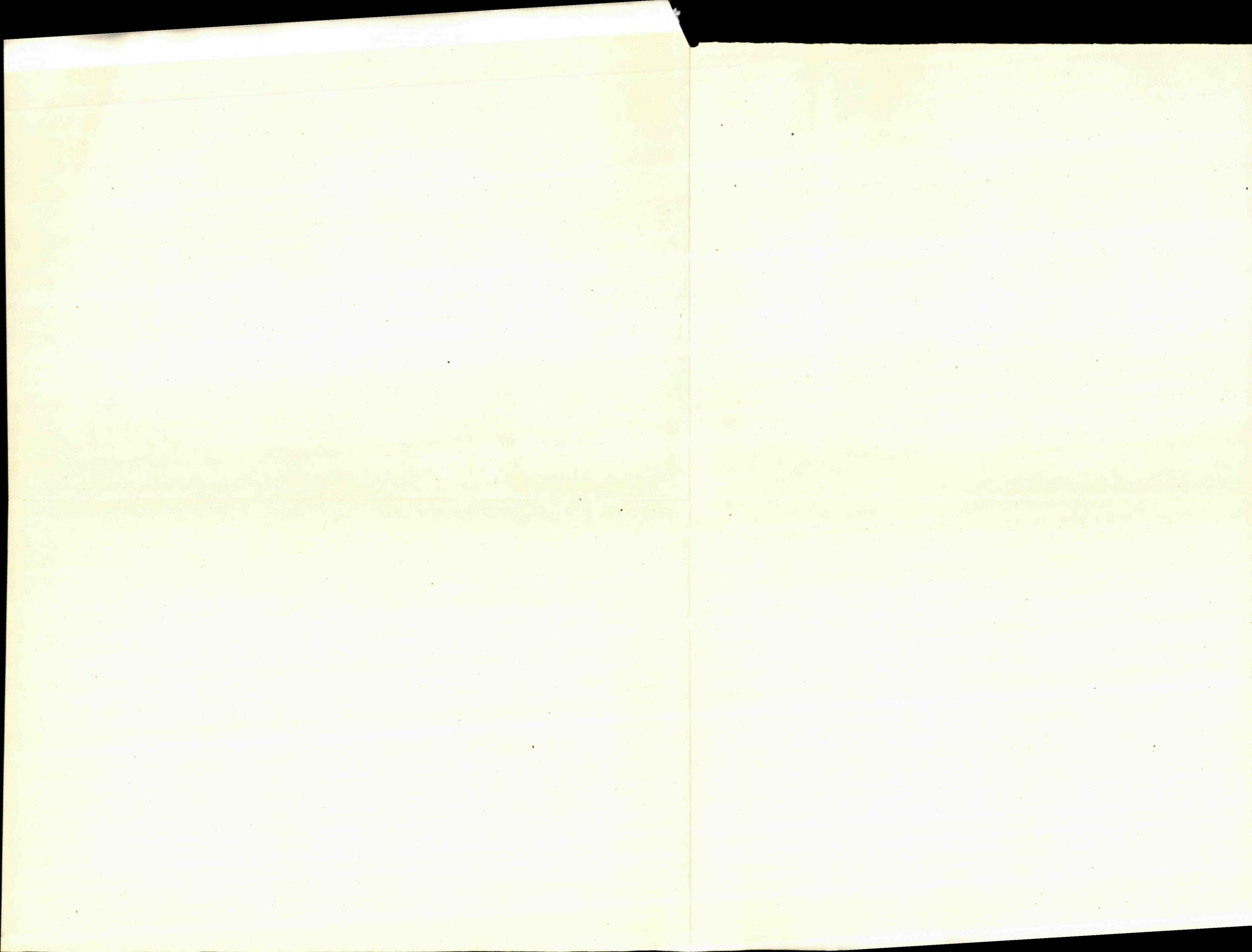
Zostavil M. MAHEL, 1956-1958



Vysvetlivky:

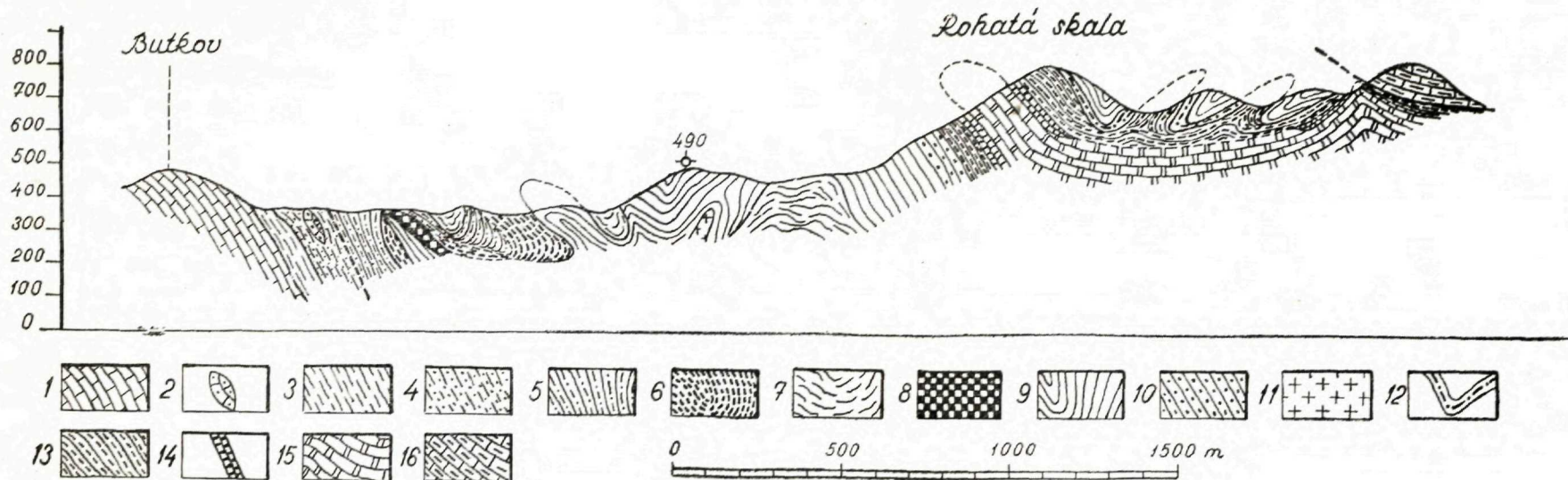
1 — kryštalinikum vcelku; 2 — šošovka žuly v sp. časti belanskej série; 3 — sp. trias: kremencové súvrstvie; 4 — sp. trias: werfenské vrstvy; 5 — str. trias: tmavošedé vápence; 6 — str. trias: tmavošedé váp. s polohami dolomitických váp. a dolomitov; 7 — str. trias: šedé vápence s hľuzami rohovcov; 8 — stredno a vrchnotriasové vápence; 9 — lunzské vrstvy; 10 — keuper; 11 — réť; 12 — rétohetang; 13 — vyšší lias: tmavošedé bridlice, slienité vápence; 14 — doger — str. malm: tmavošedé bridlice, vápence, krin. váp. spongolity; 15 — titón — sp. neokom: šedé vápence s rohovcami; 16 — spod. a str. lias: šedé jemnozrnné vápence a rohovcové vápence; 17 — vrch. lias — doger: biele a ružové krinoidové vápence; 18 — malm — berias: ružové a biele celistvé vápence; 19 — vrchný neokom — apt: šedé organogénne vápence; 20 — spodný lias: tmavošedé

slienité bridl. a váp., rohovcové vápence; 21 — vyšší lias: a) tmavošedé sliene a bridlice, b-c) smerom k východu súvrstvie pozvoľne svetlejšie so zreteľnými tmavými škvrkami; 22 — doger: a) čierne spongolity a spongolitové vápence, b-c) smerom k východu súvrstvie pozvoľne svetlejšie s menším počtom spongolitov; 23 — malm: a) červené vápence, b-c) smerom k západu pribúdajú v spod. polohách šošovky a hľuzy červených radiolaritov; 24 — stred. a vrch. lias: škvrnité sliene a slienité vápence; 25 — doger — malm: radiolarity a radioláriové vápence; 26 — titón: doskovité kalpionelové vápence; 27 — neokom: šedé sliene a slienité vápence; 28 — vrchný alb: tmavošedé bridlice a slienité vápence; piesčité vápence; 29 — vrchný alb — spod. cenoman: slienito-pieskovcové súvrstvie; 30 — alb: vápence s rohovcami.



Profil medzi Butkovom a Rohatou skalou  
(styk „subtatrika“ s manínskou sériou a zvrásnenie chočskej série)

Zostavil: M. M a h e l

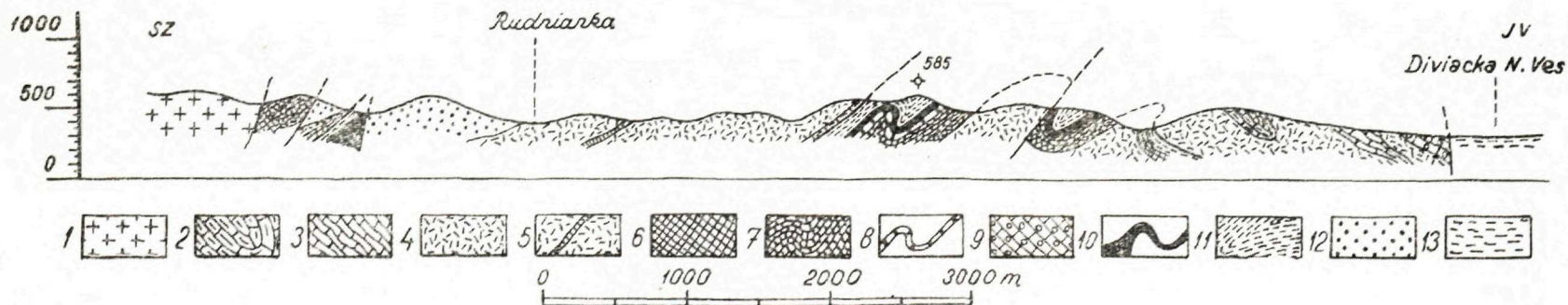


Vysvetlivky:

1 — apt manínskej série, 2 — vápence uprostred cenomanu, 3 — cenoman slieňovcovo-ílovcový, 4 — cenoman pieskovcový, 5 — spodný alb pieskovcový, 6 — spodný alb prevažne slieňovcový, 7 — vrchný alb prevažne slieňovcový, 8 — rohovcové vápence aptu až spodného albu, 9 — neokom, 10 — titón, 11 — bázikum, 12 — malm, 13 — lias-doger, 14 — rét, 15 — dolomity, 16 — vápence stredného triasu.

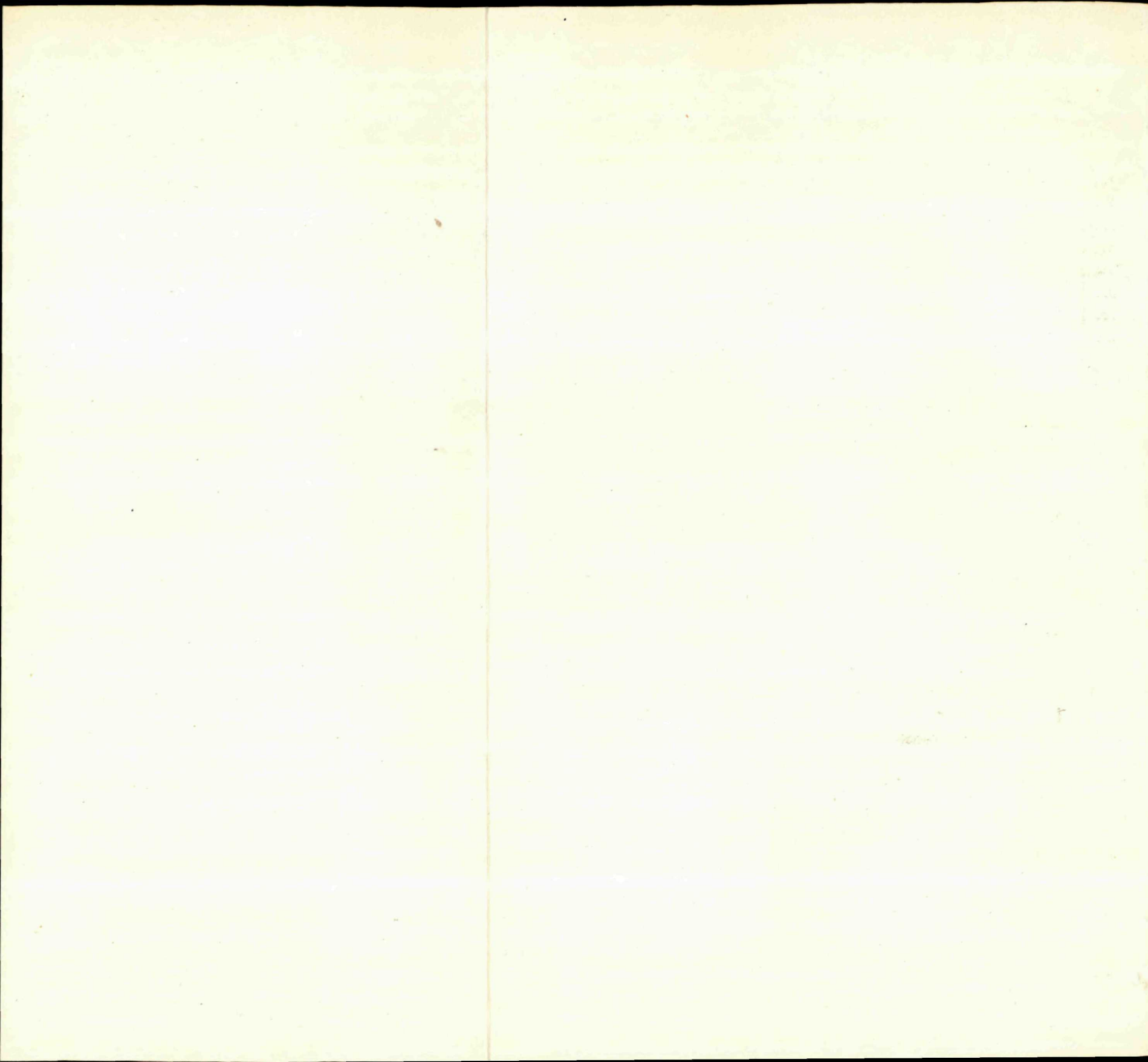
Geologický profil územím južne od kryštallického jadra Suchého

Zostavil: M. M a h e l



Vysvetlivky:

1 — kryštalinikum, 2 — gutensteinské vápence — stredný trias, 3 — vrchnotriasové vápence, 4 — dolomity — stredný a vrchný trias, 5 — lunszké vrstvy, 6 — keuper, 7 — rét — spodný lias, 8 — škrvnité vápence a sliene — vyšší lias, 9 — krinoidovo-rohovcové vápence — lias — spodný doger, 10 — radiolarity — doger-malm, 11 — sliene a slienité vápence — neokom, 12 — paleogén, 13 — neogén.



antiklinály leží súvrstvie škrvritých slieňov zliechovskej série, ktoré predstavuje bázu novej tektonickej štruktúry s typickým zliechovským, hlbokomorským vývinom (štruktúra bola predtým opísaná ako čičermanská digitácia; M a h e l 1946). Je pozoruhodné, že sa vyvíja na hrebeni Kozieho vrchu zo štruktúry južnejšej, či gapeľskej. Už sme hovorili, že malm severného krídla tejto antiklinály s prechodným vývinom „obopína“ neokom, ktorý je synklinálnym členom spájajúcim ju s novo sa vyvíjajúcou štruktúrou. Spoločná synklinála je však smerom k východu pretrhnutá prešmykom. Východne od Škripovej doliny sa medzi neokom (spojujúci člen gapeľskej a čičermanskej digitácie) a škrvritými slieňmi liasu (jadrový člen čičermanskej digitácie) objavuje i doger-malmské súvrstvie — členy spájajúceho krídla.

Tektonické pomery na Kozom vrchu, t. j. v priestore čičermanskej štruktúry i prítomnosť členov spájajúceho krídla sú ďalším svedectvom o spolupatričnosti zliechovskej série a sérií prechodných.

Ukončenie opísanej antiklinály (v literatúre známa ako digitácia gapeľská; M a h e l 1946, 1948) je viacmenej totožné s ukončením severnej štruktúry belanskej série. Západnejšie pokračuje už len pruh neokomu. Uprostred neho sa však vynorujú staršie členy, a to doskovité titónske vápence, malmské vápence doprevádzané miestami na báze červenými radiolaritmi, ktoré predstavujú jadro prevrátenej až ležatej antiklinály (sklony 10—40°). Južne od doliny Bebravy je táto štruktúra tektonicky silne redukovaná; vytvára bezprostredné podložie triasovým masám chočskej jednotky. V tejto časti mladšie členy s prechodným vývinom malmu bezprostredne stratigraficky naväzujú na triasové členy (rét, keuper, dolomity) pruhu belanskej série. Južnejšie, na svahu Tlstej hory objavujú sa dve štruktúry či digitácie zliechovskej série. Podložné triasové členy sú pokračovaním pruhu belanskej série od Čiernej Lehoty; spomínali sme už, že predstavujú antiklinálu, ktorej jedno krídlo tvorí štruktúra Kamenných vrát.

Tektonické pomery na študovanom území nám zjavne poukazujú na dva dôležité poznatky širšieho dosahu:

1. Potvrdzujú názor autora (M a h e l 1959) o nesprávnosti staršieho nazera-  
nia na digitácie ako na falošné antiklinály a synklinály. Tým sa mení i názor na  
vergenciu štruktúr. V našom teréne sú nepochybne vergencie smerom k vnútrajšku,  
t. j. k JV.

2. Podrobné sledovanie štruktúr nám ukazuje, že triasové členy belanskej série  
a prechodných vývinov „krížňanskej“ série sú rovnaké ba i to, že v tých istých  
pruhoch (antiklinálach) bývajú mladšie synklinálne členy rôzneho vývinu. To  
svedčí o odlišnej členitosti sedimentačného priestoru v období triasu a jury.

## II. ZLIECHOVSKÁ SÉRIA MEDZI KOŠECKÝM ROVNÝM A ZLIECHOVOM

Vyčlenením belanskej série i sérií prechodného typu zmenšil sa podiel „krížňanskej“ série na stavbe Strážovskej hornatiny, zúžila sa pestrosť vývinu jej členov, a tým sa spresnila aj ich charakteristika. Typické členy tohto „krajného“ — čistého typu zastupujú škvornité sliene a slienité vápence stredného a vrchného liasu, šedé a zelenkavé vápence a radiolarity dogeru, červené a žltkavé radiolarity malmu. Štúdiá v iných jadrových pohoriach utvrdzujú nás v názore, že väčšia časť komplexov zaradovaných do krížňanskej série, má vývinu „prechodné“ — časť z nich patrí sériám s plytkovodným vývinom jury, t. j. sériám západokarpatskej skupiny (M a h e l 1959a) (belanská, vysocká, beckovská, ráztočnianska, Ďurčianska, lubčianska, ilanovská série). Tým sa pravda aj pojem „krížňanská“ série stáva zastaralým, zhrňujúcim rôzne série s odlišným vývinom. Keďže i samotná typová lokalita — Krížna vo Veľkej Fatre má vývin sérií prechodného typu, nie je vonkoncom odôvodnené staré pomenovanie.\* Nový názov sa žiada predovšetkým pre sériu s hlbokomorským vývinom jury, resp. pre krajný typ „krížňanskej“ série. Keďže práve v Strážovskej hornatine buduje táto séria značné priestory a v rade profilov možno sledovať jej vrstevný sled, a sú tu vyvinuté i série prechodné a belanská predtým zaradované ku krížňanskej sérii, to nás vedie k zavedeniu názvu z tohto pohoria. Zvlášť pekné odkryvy sú v okolí Čičman, Trenčianskych Teplíc a Zliechova. Podľa radu dobre odkrytých profilov v okolí poslednej obce používame názov *zliechovská séria*. Pri zavádzaní nových názvov sa držím zásady pomenovať len krajné typy: *hlbokomorský* (zliechovský), *plytkovodný dobre vetraný* (v našom prípade belanský), a *slabo vetraný* (v našom prípade malomagurský). Pre série, prípadne vývinu prechodného typu nezavádzam osobitné pomenovanie; ide totiž o lokálne priestorove veľmi obmedzené série s fáciami laterálne často premenlivými, a to i na kratšiu vzdialenosť.

Najdôležitejším novým poznatkom v tejto sérii je zistenie veľkého stratigrafického hiátu medzi vrchným hoterivom a vrchným albom pri Košeckom Rovnom a Zliechove. Poukazujú na to predovšetkým výsledky biostratigrafického štúdia súvislého profilu v južnom krídle vrásky Vápnice na dne a na svahoch Rovnianskeho potoka.

Najspodnejším členom profilu sú na dne potoka vystupujúce červenkasté i sivozelenkavé čiastočne slienité radioláριοvé tenkolavicovité až doskovité vápence (hrúbka lavíc 10–20 cm) s polohami radiolaritov a vložkami jemne lupienkovitých sivohnedých bridlic. Mikroskopicky (K u l l m a n o v á 1960) vápence vykazujú kalovo-organogénnu štruktúru a obsahujú hojné kalcifikované radiolárie, ojedinele *Globochaete alpina* a *Saccocoma*. Našli sa v nich aptychy, ktoré G a s i o r o w s k i určil ako: *Lamellaptychus* ex gr. T r a u t h. Súvrstvie je miestami detailne zvrásnené (Tab. VIII, obr. 3). Potom nasledujú sivé až popolavosivé

\* Ponechávame ho pre vyčlenenie jednotky v tektonickom zmysle.



celistvé slienité vápence, často žltkastosivé až hnedasté (lavice 5–10 cm) s vložkami slietov v spodnejších polohách a s hojnými kalpionelami: *Calpionella alpina* Lorenz. Zriedkavejšia je *Globochaete alpina* a ojedinele *Calpionella eliptica* Cadisch. V nadloží sú hrubolavicovité až masívne sivé vápence, miestami so závalkami. V spodnejšej časti obsahujú *Calpionella alpina*, menej *Calpionella eliptica*, *Globochaete alpina* a ojedinele i *Tintinopsella carpatica* Filipescu — Murgeanu. Nájdu sa v nich aj kalcifikované radiolárie a ojedinele i úlomky článkov echinodermát. Vrchnú časť skalísk tvoria svetlosivé lavicovité (lavice do 10 cm) vápence typu biancone, miestami s polohami slietov. Nájdu sa i ružovkasté vápence až hnedasté vápencové hluzy, ktoré obsahujú *C. alpina*, *C. eliptica*, *Tintinopsella carpatica*, *Globochaete alpina* a v hojnom horninotvornom množstve *Nannoconus* (Kullmanová 1960). Hrúbka opísaného súvrstvia dosahuje až 50 m. Na severnom svahu sa našli vrchnotitónske amonity (určil Erístavi): *Lytoceras* cf. *sutile* Opp., *Perisphinctes* cf. *gevrei* Opp., *Berriasella* ex gr. *calisto* d'Orb.

Ďalej nasleduje súvrstvie sivých doskovitých slienitých vápencov modrosivej patiny s polohami slietov. V spodnejších polohách sa v nich našli *Calpionella darderi* s nanokonmi v horninotvornom množstve. Bohatá mikrofauna týchto spodných poloh nasvedčuje na berias, prípadne valanzien. Na južnom svahu doliny sa našli: *Neocomites* ex gr. *occitanicus* Pict., *Berriasella* cf. *calisto* d'Orb., *Berriasella andrusowi* Ret., *Berriasella* sp. ind., *Thurmannites* ex gr. *caplytoxus* Uhl., *Phylloceras* sp. ind., *Punctaptychus* cf. *punctatus* Volz., *Lamellaptychus* ex gr. Trauth. Na prilahlom severnom svahu sa našli: *Berriasella* cf. *janus* a *Berriasella* cf. *delphinensis* Kil. Vrchnú časť súvrstvia tvoria šedé až tmavošedé sliene a slienité bridlice s faunou spodnohoterivských amonitov (určených dr. Erístavim): *Olcostephanus* cf. *sayni* Kil., *Olcostephanus* cf. *flosa* Baum., *Olcostephanus* cf. *varriegata* Paq., *Rogersites* cf. *atherstoni* Schrp.

Asi 15 m od bázy opísaného súvrstvia objavujú sa uprostred tmavých slienitých bridlic lavice (70–150 cm hrubé) tmavošedých jemnozrnných vápencov s ojedinelými hluzami čiernych rohovcov. Mikroskopicky vápence vykazujú pseudo-olitickú štruktúru. Z organizmov najčastejšie sú články echinodermát a foraminifery typu textulárií; prítomný je kremeň (Kullmanová 1960). V bridličnatých polohách uprostred lavíc vápencov sú zastúpené amonity niekoľkých zón hoterivu. Zónu s *Acanticus radiatus* reprezentujú: *Rogersites atherstoni* Scharp. a *Olcostephanus* cf. *seissa* Baum; zónu *Crioceratites duvali* zastupujú: *Crioceratites* ex gr. *duvali* Lev. a *Olcostephanus* cf. *geubhardti* Kil. Nález amonita *Olcostephanus* ex gr. *psilostoma* N. Uhl. poukazuje na najvrchnejší hoteriv. V nadloží vápencov je ca 10 m hrubé súvrstvie tmavošedých slietov a slienitých bridlic. Fauna z bezprostredného nadložia vápencov poukazuje na vrchný hoteriv, prípadne spodný barem s *Olcostephanus* cf. *astieri* d'Orb., *Haploceras* cf. *grassi* d'Orb., *Inoceramus* cf. *neocomiensis* d'Orb. (určil. dr. Erístavi).

stavi). Rovnaký vek potvrdzujú belemnity, určené Krymgolcom ako *Hibolites subsiformis* Ras. V bridličnatých polohách je hojná i mikrofauna, ktorú určil Salaj ako: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Rhizamina* cf. *indivisa* Brady, *Haplophragmoides nonionoides* (Reuss), *Lingulina* cf. *semiornata* Reuss, *Glomospira gordialis* (Jones & Parker), *Lenticulina* sp., *Trochamminoides* sp., *Epistomina caracolla* (Roemer).

Tento najvrchnejší člen je v styku s bridličnato-pieskovcovým súvrstvom albu. Mikrofauna z bázy súvrstvia určená J. Salajom svedčí o albskom veku: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Anomalina complanata* Reuss, *Anomalina* (*Gavelinella*) *ammonoides* (Reuss).

Z opísaného profilu sme získali niekoľko stratigrafických poznatkov. Radiolárový vývin malmu siaha i do kimeridžu. Titón vedľa žltkastosivých vápencov typu biancone obsahuje i tmavšie vápence. Najdôležitejším poznatkom je však bezosporu výskyt *regresívnej fácie tmavošedých slieňov a jemnozrnných vápencov s rohovcami vo vrchnom hoterive*. Doteraz sa všeobecne považovala táto fácia za apt. Preukázanie vrchnohoterivského, prípadne spodnobaremského veku najvrchnejších polôh neokomskeho súvrstvia znamená, že i v tejto najhlbšej morskej sérii centrálného pásma došlo aspoň miestami k regresii mora oveľa skôr, ako sa predpokladalo a flyšová fácia sa vytvorila po dlhšie trvajúcim hiáte.

Toto nás viedlo k prevereniu situácie i na severnom krídle vrásky Vápenice pri Košeckom Rovnom. I tu sme konštatovali všade značné zastúpenie tmavých masívnych i hrubolavicovitých titónskych vápencov s kalpionelami. Uprostred súvrstvia šedých slieňov a slienitých vápencov neokomu na hrebeni Vápenice vo výške 650 m sa našla 5—15 cm hrubá šošovkovitá poloha sivozelenkastých poréznych tufitov, v ktorých sú hojné schránky (značne poškodené) brachiopódov a lamelibranchiátov. Častejšie sú i závalky hornín neokomu a kúsky rohovca.

Vo vrchných polohách neokomu v spodnej časti hrebeňa Vápenice prevládajú tmavošedé slienité bridlice s polohami hrubolavicovitých tmavosivých celistvých i jemnozrnných vápencov. Amonity *Olcostephanus* cf. *geubhardti* Kil. zo slienitých bridlíc predstavujú tiež hoteriv.

Bridličnato-pieskovcové súvrstvie obsahuje už v spodných polohách spodnoalbskú mikrofaunu (určil Salaj): *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Anomalina complanata* Reuss.

### Tektonické poznatky

Komplexy predtým považované za krížňanskú sériu sú intenzívne zvrásnené do radu štruktúr, zvaných digitácie. V zmysle príkrovovej koncepcie pripisoval sa falošný ráz antiklinálam i synklinálam s vergenciou k vonkajšku t. j. k SZ. Pritom

sa rozlišovali v podstate dvojaké digitácie: spodnejšie so staršími členmi, a vyššie s mladšími členmi (M a h e I 1948), vytvárajúce podložie chočského príkrovu. Štruktúry, ktoré som opísal z okolia Valaskej Belej v prvej časti tejto práce, sa zaraďovali k spodnejším digitáciám. Podrobnejšie štúdiá však ukázali, že ide o pravé antiklinály a synklinály s vergenciou k vnútrajšku; to platí o tzv. vyšších digitáciách. Svedectvom toho je i práve opísaný profil v doline Zliechovského potoka, vedený pozdĺž tzv. digitácie Vápenice. Už samotný nález malmu na dne potoka ukázal, že ide o pravú antiklinálu (M a h e I 1959d), a nie o falošnú synklinálu.

Podrobné výskumy spresňujú naše poznatky hlavne pokiaľ ide o tvar tejto štruktúry. Sledovanie hraníc krok za krokom a zameranie sklonov na väčšine odkrytov jednoznačne poukazujú na to, že antiklinála Vápenice budovaná morfológicky vyčnievajúcim pruhom titón-neokomu uprostred súvrství albu, má antiklinálne jadro vztýčené s osou  $60^\circ$  V. Vrásky decimetrových rozmerov v malme vykazujú vergenciu k JV ( $80^\circ$ ). Južné krídlo vrásky je prevrátené k JV t. j. na alb zväčša pod uhlom  $60-75^\circ$ . Pekne to znázorňujú skalné steny na severnom svahu blízko východného konca sútežky medzi Košeckým Rôvnym a Zliechovom. Lavičovitité vápence vrchnej časti titónu sa náhle stáčajú zo smeru  $20^\circ$  V so sklonom  $20-30^\circ$  k Z do smeru  $60^\circ$  so sklonom  $70^\circ$  k JV a zostupujú do doliny. Zvlášť názorný je ohyb sedla a prechod do prevráteného krídla.

Severné krídlo vrásky Vápenice má však už v titóne miestami tendenciu prevracať sa k SZ, čo je zvlášť výrazné vo vrchnej časti neokomu, ktorý je prevrátený na alb severného pruhu. Vcelku má teda vrása vejárovitý ráz.

### III. ZLIECHOVSKÁ SÉRIA JUŽNE OD KRYŠTALICKÉHO JADRA SUCHÉHO

Mezozoikum v jadrových pohoriach vystupuje predovšetkým na vonkajších stranách jadier. Tzv. vnútorné strany sú obmedzené veľkými popaleogénnymi zlomami. Pozdĺž nich sa kryštalínikum najčastejšie stýka s trefohornou výplňou vnútorných kotlín. Len miestami vystupujú na styku s kryštalínikom v tektonickom obmedzení ostrovy, prípadne ojedinele i rozsiahlejšie pruhy mezozoika.

I v Strážovskej hornatine, kde masív Suchého predstavuje západnú časť kryštalického jadra a masív Malej Magury východnú časť tohto jadra, rozkladá sa mezozoikum značne pestré s celým radom sérií (malomagurská, belanská, 2 prechodné série krížňanskej skupiny, zliechovská, chočská, manínska) na veľkých priestranstvách, pri vonkajšom, t. j. SZ okraji kryštalického jadra. Vnútorný okraj v pravom slova zmysle predstavuje východný okraj obmedzený dvomi zlomami zhruba S—J smeru. Vo východnej časti je to zlom *malomagurský*, ktorý obmedzuje masív Malej Magury a v západnej časti zlom *diviacký*, ktorý utína z východu sčasti masív

Suchého. Ich smer je zhruba súdežný s osou popaleogénnej megaantiklinály; sú s ňou azda i geneticky späté. Pozdĺž týchto zlomov stýka sa kryštalinikum zväčša priamo s paleogénom Hornej Nitry. Len v najsevernejšej časti pri Klačne vynoruje sa pri vnútornom okraji zlomu na styku s kryštalinikom zliechovská séria vo svojom viac-menej typickom vývine. Vnútorne steny jadier obmedzujú i dva ďalšie veľké zlomy smeru VJV—ZSZ. V JZ časti Malej Magury pri prvom z nich — nazvem ho šutovským — stýka sa kryštalinikum zväčša so zlepenkami paleogénnej výplne Hornej Nitry. Len v malom ostrove SZ od Bojníc vystupujú pri zlome triasové a spodnoliasové členy.

Južný okraj kryštalinika Suchého doprevádza okrajový zlom *závadský*. Obdobne ako šutovský zlom pretína naprieč štruktúrou kryštalinika i priebeh osi popaleogénnej megaantiklinály. Pozdĺž neho sa stýka kryštalinikum len na malom priestore pri Závadke s paleogénnou výplňou uhrovsko-bánovskej kotliny. Zlom obstaráva predovšetkým styk kryštalinika s mezozoikom zliechovskej série a na menších úsekoch i s mezozoikom chočskej série.

Zliechovská séria vystupuje v dvoch priestoroch. Prvý predstavuje severozápadný okraj popaleogénnej uhrovsko-bánovskej synklinály, druhý súčasť megaantiklinálneho pruhu Rokoša (budovaného predovšetkým sériou chočskou v priestore Nitrianske Rudno—Nitrianske Sučany). Bližšie poznanie faciálneho charakteru ich jednotlivých členov, predovšetkým zliechovskej série, je veľmi dôležité z hľadiska paleogeografického i tektonického. Štúdium tektoniky má osobitný význam hlavne pri riešení vzťahu medzi tektonikou predpaleogénnou a popaleogénnou. Poznatky získané v poslednom čase štúdiom zliechovskej série sú práve predmetom tohoto príspevku.

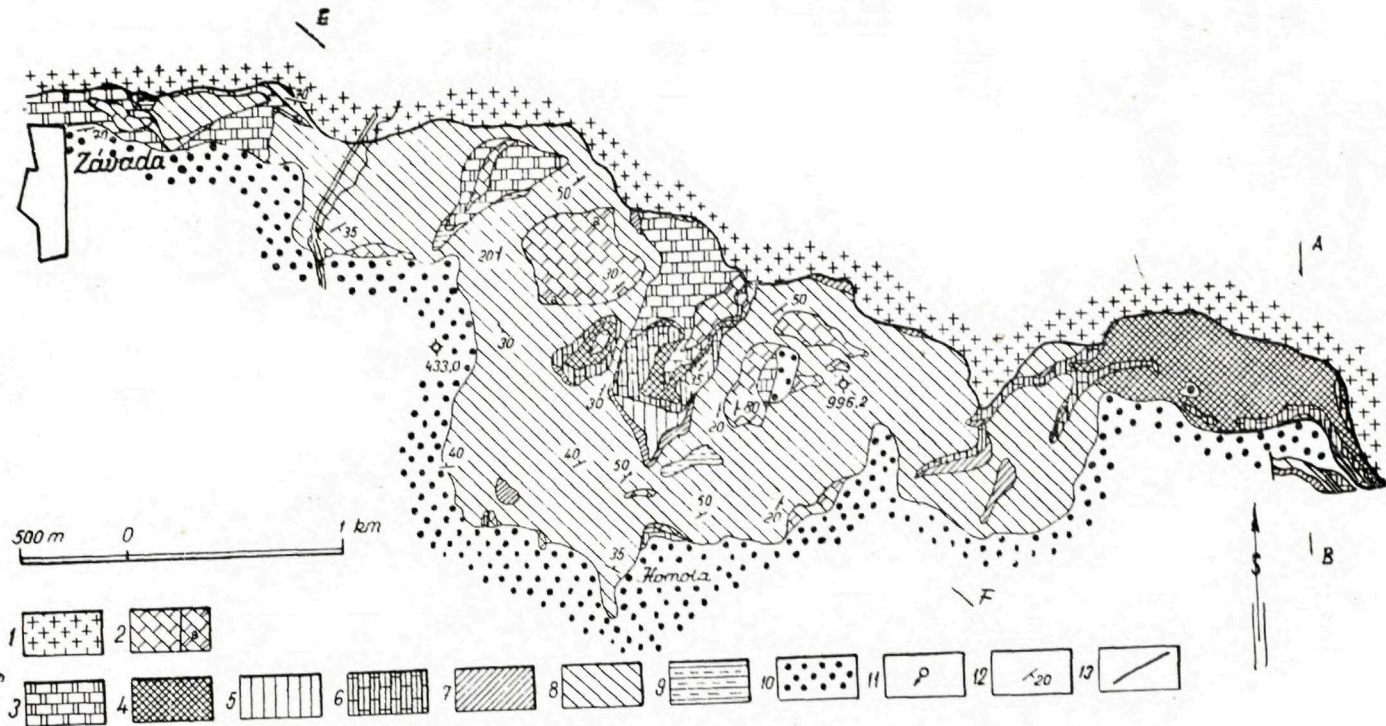
### 1. Pruh pri južnom okraji kryštalinika Suchého (viď geologickú mapku str. 55)

Úzky pruh zliechovskej série lemuje južný okraj kryštalinika Suchého v dĺžke 8 km, miestami je sotva 0,5—1 km, len na západnom svahu Čierneho vrchu 3 km široký. Severný okraj, či styk s kryštalinikom obstaráva spomenutý zavadský zlom. Z juhu sa ponára pod hrubý komplex paleogénu uhrovsko-bánovskej synklinály. Pri Závadke a Rudnianskej Lehote objavuje sa v nadloží neokomu na styku s paleogénom vápencovo-dolomitické súvrstvie chočskej série, ktorá na malom priestore obstaráva i priamy kontakt s kryštalinikom. Kostru pruhu zliechovskej série tvorí súvrstvie neokomu, intenzívne zvrásnené v rad štruktúr spolu so staršími členmi tejto série, počínajúc stredným triasom.

Stredný trias zastupujú masívne vápence, najčastejšie bielosivé, výrazne žilkované, miestami tmavšie. Uprostred nich sú časté nepravidelné polohy dolomitov. Niektoré profily napr. lesnou cestou na SZ svahu Čierneho vrchu majú tri 1—20 m hrubé polohy tmavosivých dolomitov uprostred sivých a tmavosivých vápencov.

# Geologická mapa južného okraja kryštallického jadra Suchého

Zostavil M. Mahel (1959)



Vysvetlivky: 1. kryštallinikum; 2. strednotriasové vápence a) s polohami dolomitov a dolomitických vápencov; 3. stredno a vrchnotriasové dolomity; 4. keuper; 5. rét a spodný lias; 6. vyšší lias; 7. doger—malm; 8. titón—neokom; 9. alb; 10. paleogén; 11. pramene; 12. smer a sklon vrstiev; 13. tektonické línie.

Na styku vápencov s dolomitmi sú miestami tenké lavice dolomitových vápencov. Hrubší komplex dolomitov predstavuje stratigraficky vyššie členy (ladin-spodný karn). Dolomity sú tmavo i svetlošedé, miestami lavicovité, ojedinele sa v nich nájdu vložky tmavosivých ílovitých bridlíc, azda ekvivalent lunzských vrstiev.

Hlavným reprezentantom vrchného triasu je súvrstvie keupra, zastúpené polohami červených ílovitých bridlíc s ojedinelými vložkami svetlých doštičkovitých kremítých pieskovcov. Podstatnú časť súvrstvia tvoria lavicovité až doskovité bielo-sivé i biele dolomity s modrastým nádychom.

Rét zastupujú tmavosivé až čierne bridlice s polohami tmavých lumachelových vápencov. Toto súvrstvie prechádza bez výraznejšej hranice do tmavošedých až čiernych lavicovitých až masívnych, miestami doskovitých celistvých i jemnozrných vápencov spodného liasu. Stredný a vrchný lias predstavuje súvrstvie doskovitých i lavicovitých sivých až tmavosivých vápencov s tmavšími škvrnami, ktoré prechádzajú do doskovitých sivých vápencov, miestami tmavších s väčším podielom SiO<sub>2</sub>, až silicitov. V niektorých profiloch majú zelenkavý nádych. Považujeme ich za doger. Smerom do nadložia prechádzajú do červených silicitov — radiolaritov malmu. Podstatnú časť rétu však tvoria doskovité ružovočervené i sýtočervené vápence. Všetky súvrstvia, počínajúc keuprom majú malú hrúbku, obyčajne len málo desiatok metrov. Silné zvrásnenie, pravda, nedovoľuje stanoviť presnejšie pôvodnú hrúbku každého člena.

Hrubší komplex (100—200 m) predstavuje neokom, ktorý začína lavicovitými svetlosivými vápencami so sivohnedým i žltkastým nádychom. Ide o typ biancone s kalpionelami, typický pre titón, len niekoľko metrov, zriedka 10—20 m hrúbky. Hlavnú časť súvrstvia tvoria spodnokriedové šedé slienité vápence s polohami šedých slieňov a slienitých bridlíc, zriedkavejšie tmavších odtieňov. Mikroskopicky (K u l l m a n o v á 1960) vykazujú kalovo-organogénnu štruktúru s nanokonmi a radioláriami.

Na niekoľkých miestach sa našli vápence pseudobrekciovitej štruktúry. Základnú hmotu tvorí pseudoolitický uhličitan s autigénnym kremeňom. Úlomkový materiál predstavuje kalový i hrubokryštalický vápenc.

V nadloží slienitých vápencov a slieňov vystupujú miestami len málo metrov mocné hrubolavicovité sivé až tmavosivé celistvé i jemnozrné vápence zvetrávajúce do sivohneda, prestúpené hluzami tmavých rohovcov. Mikroskopicky vykazujú gravelovú štruktúru s textuláriami a globigerínami (K u l l m a n o v á 1960).

Najvyšším členom tejto série je súvrstvie tmavošedých slienitých bridlíc s polohami piesčitých bridlíc a doskovitých, prípadne lavicovitých, tmavošedých hrdzavohnedo vetrajúcich piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov. Podiel piesčitej zložky je pomerne malý. Najpravdepodobnejšie ide o alb.

Celá séria má vývin väčšiny členov typický pre zliechovskú sériu. Menšie odchýlky má vývin liasu spodného, čiastočne i stredného a vrchného, ako aj stredného malmu.

Uprostred neokomu, kostry celého opisovaného pruhu, vystupujú staršie členy, ktoré poukazujú na existenciu 7–8 dielčích predpaleogénnych štruktúr, pretiahnutých v smere SV–JZ; križujú teda pod tupým uhlom pruh križňanskej série, ktorý je súbežný s priebehom okrajového zlomu. Pravda, väčšina štruktúr predstavuje šošovky, prípadne šošovkovité bradlá, zvrásnené uprostred plastickejšieho súvrstvia neokomu, ukončené pred stykom s kryštalinikom. Niektoré z nich sú budované jurskými, iné jurskými a triasovými členmi. Tri šošovky triasových vápencov a dolomitov vytvárajú bradlá, ktoré sú zavrásnené uprostred neokomu, ale tvoria nezakorenené kryhy.

Styk s kryštalinikom je výrazne tektonický. Tektonická plocha je strmá, zväčša so sklonom k juhu. Len miestami skláňa sa k severu a kryštalinikom je prešmyknuté na mezozoikum. Súvrstvia mezozoika pri styku s kryštalinikom, t. j. pri tektonickej línii majú strmé, ďalej od tejto línie miernejšie sklony. Z l o m má teda čiastočne vrásový charakter. Možno predpokladať, že je geneticky spätý so zdvihom masívu Suchého. Nasvedčujú tomu i tektonické pomery v paleogéne. Paleogénne zlepenca na styku s mezozoikom (pri Závade a Kšinej) teda v blízkosti zlomu, majú strmé sklony (až  $70^\circ$ ), ďalej od mezozoika, a teda i od kryštalickeho jadra podstatne menšie ( $30-35^\circ$ ). Dosah paleogénnej tektoniky je zvlášť zjavný pri východnom ukončení opisovaného pruhu mezozoika západne od Rudnianskej Lehoty na severnom svahu doliny Bystrice. Mezozoikum v rétickom súvrství smeru V–Z leží konkordantne so sklonom oboch súvrství  $30-35^\circ$  k severu na paleogénnych vápencoch na okraji kryštalinika. Pri ohybe mezozoika a okraja kryštalinika do smeru S  $50^\circ$  Z, leží konkordantne na paleogénnych zlepencoch najprv so sklonom  $50-70^\circ$ , ďalej k juhu až so sklonom  $80^\circ$  k východu. Medzi rétom a zlepenkami sa postupne objavujú titón, neokom a napokon vápenca a dolomity chočskej jednotky. Jednotlivé mezozoické členy na styku s paleogénom majú výrazné stopy drvenia; na niektorých miestach nájdu sa i tektonické brekie a výraznejšie zbridličnatenie.

Niekoľko desiatok metrov ďalej od opisanej plochy styku vykazujú však paleogénne zlepenca miernejšie sklony ( $25-35^\circ$ ).

Z podložia paleogénnych zlepenecov v tejto doline sa vynoruje antiklinála budovaná malm-neokomským súvrstvím. Zo západnej strany je ufatá prešmykom čiastočne vrásového charakteru. Jej východné krídlo sa však skláňa mierne ( $30-35^\circ$ ) k V. V nadloží neokomu sa objavujú tmavošedé masívne vápenca, šedé dolomity a svetlošedé vápenca s výraznými bielymi žilkami, všetko členy chočskej jednotky (pozri profily). Ich predpaleogénny násun na zliechovskú sériu siaha tu do blízkosti styku s kryštalinikom. Východnejšie pruh chočskej jednotky, ktorý buduje hrebene Rokoša, obstaráva dokonca v šírke ca 1 km priamy styk so závadským zlomom.

## 2. Zliechovská séria v priestore Nitrianske Rudno—Nitrianske Sučany

V najvýchodnejšej časti závadský zlom utína zo severu paleogénne zlepenca, ležiace priamo na kryštaliniku, a z juhu východný pruh zliechovskej série. Susedstvo tejto série na západe i východe vytvára chočská jednotka, východný okraj v severnej časti (pri Ježkovej Vsi) diviacky zlom, južnejšie chočská jednotka.

Na stavbe sa zúčastňujú aj tu všetky členy, počnúc strednotriasovými vápencami a dolomitmi. Jurské členy sú tu však viac rozšírené.

Stredný trias zastupujú prevažne šedé dolomity. Vložky tmavých bridlíc a pieskovcov — lunzské vrstvy — uprostred nich poukazujú na príslušnosť ich vyššej časti k vrchnému triasu. Vápence v strednom triase vystupujú len podradne uprostred dolomitov, prípadne v ich nadloží a sú obyčajne žltkasté—bunkovité. Keuper má obvyklý vývin s prevahou červených bridlíc. Miestami hojnejšie sú vložky žltkastých i červenkastých kremitych pieskovcov až kremencov. Dolomity uprostred keupra sú častejšie žltkasté. Rét má hojné tmavošedé až čierne bridlice s polohami čiernych vápencov, často lumachelových, hrdzavohnedo zvetrávajúcich a oolitických vápencov. Hojné sú v nich brachiopódy *Terebratula gregaria* S u e s s.

Spodný lias (hetang a spodný sinemur) zastupujú tmavé jemnozrné krinoidové vápence, čiastočne piesčité. Na niekoľkých miestach sa v nich našli hľuzy rohovcov a polohy sivých, červených krinoidových vápencov. Spodnoliasový vek dosvedčuje fauna od Ježkovej Vsi, určená K o c h a n o v o u ako: *Pinna* sp. (aff. *semistriata* T e r q), *Placunopsis alpina* W i n k l., *Chlamys valoniensis* (D e f r.), *Chlamys thiollierei* (M a r t.), *Lima (Plagiostoma)* sp. *Liostrea irregularis* (M ü n s t.). Amonit rodu *Arietites* svedčí o tom, že súvrstvie siaha do sinemuru.

Počínajúc lotaringom zastupujú šedé sliene obyčajne doskovité vápence, charakterizované tmavšími škvrnami. Nálezy amonitov, ktoré určil A. B e g a n (sčasti M. R a k ú s) potvrdzujú ich príslušnosť k lotaringu: *Echioceras ultraspiratum* F u c i n i, *Vermiceras nodotianum* (d' O r b.), *Vermiceras nodotianum nodotianum* (d' O r b.), *Vermiceras spiratissimum* (R e y n e s), *Vermiceras raricostatatum* B a y l e, *Vermiceras bavaricum* B ö s e, *Arietites* cf. *doricus* (S a v i e t M g h.), *Oxynoticeras oxynotum* (Q u.), *Partschiceras partschi* (S t u r.), *Vermiceras spiratissimum* (R e y n e s), *Asteroceras stellare* (S o w.). V profíle západne od Ježkovej Vsi, odkiaľ pochádzajú aj uvedené amonity, siaha súvrstvie pravdepodobne až po domer, i keď pliensbachský vek nie je preukázaný skamenelinami. V nadloží červených doskovitých vápencov našiel sa totiž domerský amonit určený Rakúsom ako *Arietoceras algovianum* (O p p e l). Nižšie uvádzam popis profilu:

- a) Doskovité svetlošedé cel.stvé vápence s tmavými škvrnami na čerstvých plochách striedajú sa s tenkými (5 cm) polohami šedých slienitých bridlíc. Hojné sú v nich lotaringské amonity.



- b) Svetlohnedé vápence s vložkami (2 cm hrubé) rohovcov; hrúbka 40 cm.
- c) Červené doskovité celistvé i jemnozrné čiastočne slienité vápence s domerským amonitom; hrúbka 5–6 m.
- d) Bledoružové celistvé vápence so žltohnedými škvrnami obsahujú belemnity; hrúbka 0,5 m.
- e) Žltohnedé doskovité celistvé vápence s ružovkastým odtieňom, čiastočne pseudohľuznaté; hrúbka 20 cm.
- f) Svetlošedé celistvé vápence hojne prestúpené žilkami kalcitu; hrúbka 30 cm.
- g) Šedé doskovité, čiastočne zbrídlíčnatené celistvé vápence s vložkami radiolaritov.

Súvrstvie sub g) počítame už k dogeru, súvrstvia c–f) zastupujú vyššie stupne liasu. V niektorých profiloch však chýbajú pestré vápence domeru, toarcu, a šedé škvrnité vápence spodného a stredného liasu prechádzajú do šedých doskovitých vápencov dogeru, charakterizovaných polohami šedých i zelenkavých radiolaritov s tenkými vložkami slienitých bridlíc. Vo vyšších polohách majú prevahu radiolarity s výrazným červeným sfarbením často s nádychom do hnedá a odpovedajú spodnému malmu. Miestami smerom do nadložia prechádza toto súvrstvie do červených vápencov stredného malmu. V iných profiloch prechod zo spodného malmu do titónu obstarávajú žltošedé doskovité radiolariové vápence s čiastočným nádychom do ružova.

Titón — neokomské súvrstvie sa začína ako obyčajne lavicovitými i doskovitými vápencami typu biancone. Potom nasleduje až 300 m hrubé súvrstvie šedých slienitých vápencov a slieňov. Bridličnaté súvrstvie albu vystupuje len podradne.

Obdobne ako v prvšie opísanom okrajovom pruhu i v týchto priestoroch zliechovská séria je zvrásnená do štruktúr pretiahnutých v smere SV–JZ. Rudniansky zlom v podstate utína sústavu troch antiklinál s vergenciou k JV. Juhovýchodné, či vnútorné krídla prevrátených vrás sú zväčša redukované a majú čiastočne charakter prešmyku (viď profil). Jednotlivé štruktúry sú priestorove obmedzené. Smerom k juhu sa ponárajú, len pruh neokomu vytvára k JV štruktúru prevrátenú, lemovanú z oboch strán vápencovo-dolomitickými masami chočskej jednotky.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [2] Kochanová M., 1959: Zpráva o paleontologickom vyhodnotení lamellibrachiátov z lokality Inovca, a Strážovskej hornatiny za rok 1958. Úkol XIV/04. Rukopis Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Kochanová M., 1960: Zpráva o biostratigrafickom vyhodnotení lamellibrachiát a gastropód mezozoika z niektorých pohorí Centrálnych Karpát za r. 1959. Úkol XIV/04. Rukopis Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Kulcsar K., 1915: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavojó, Villabánya, Czicsmany und Zsold. Jahresbericht. d. k. k. ungar. geol. Anstalt. — [5] Kullmanová A., 1959: Sedimentárno-petrografický výskum mezozoika Inovca a Strážovskej hornatiny. Úkol XIV/04. Rukopis Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Kullmanová A., 1960: Sedimentárno-petrografický výskum jurských a kriedových sedimentárnych hornín vo Veľkej Fatre, Strážovskej hornatine a Žiaru. Úkol XIV/04. Rukopis Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce

St. geol. ústavu 14. — [8] MaheI M., 1948: Tektonika územia medzi stredným Váhom a Hornou Nitrou. Práce St. geol. ústavu 18, Bratislava. — [9] MaheI M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. Geologický sborník SAV VIII. — [10] MaheI M., Nová jednotka v Západných Karpátoch. Geologické práce, Zoš. 51. — [11] MaheI M., 1959 b: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geologické práce, Zošit 55. — [12] MaheI M., 1959 c: Vápence albu „novej“ série v Strážovskej hornatine. Geologické práce, Zprávy 14. — [13] MaheI M., 1959 d: Príspevok k chápaniu tektonického zmyslu makroštruktúr a megaštruktúr križňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geologické práce, Zprávy 14. — [14] MaheI M. — Kuthan M., 1947: Podrobná geologická mapa ČSR, Slovensko — List Zliechov 4461/1. Bratislava. — [15] Matějka Al., 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník StGÚ VII, Praha. — [16] Matějka Al. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna StGÚ 13 A, Praha. — [17] Szörényi E., 1957: Echinodermereste aus dem Strážov — Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. Geologické práce, Zprávy 11. — [18] Varčeková A., 1958: Sedimentárno-petrografický výskum jurských súvrství v Strážovskej hornatine. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava.

MICHAL MAHEI

#### NOUVELLES CONNAISSANCES DES CERTAINES „RÉGIONS-CLÉS“

Je remercie cordialement mes collègues Mme A. Kullmanová, Mme M. Kochanová, MM. M. Rakus et V. Viskup qu' ils ont assisté sur le terrain et au laboratoire. Je suis très obligé aussi à M. Eristavi, docteur des sciences géologiques et minéralogiques de Tbilisi et à M. K. W. Barthel, docteur des sciences géologiques de Munich qu'ils ont contribué à la détermination de la faune.

En connexité avec l'établissement de la carte géologique au 1/200.000 sur la feuille „Žilina“ nous avons étudié plus précisément quelques régions, dites „régions-clés“, surtout il ya le terrain géologique très compliqué entre Valaská Belá et Trebichov et le Mésozoïque des parties bordières méridionales du noyau cristallin du Suchý. Nous avons concentré notre attention sur la précision stratigraphique des séries de quelques profils plus cohérents. Nôtre recherches changent essentiellement la stratigraphie de la série „Malá Magura“ (= la série d'enveloppe du Suchý et celle de la Malá Magura). La série indépendante de Belá, bien documentée par biostratigraphie et d'autres séries de passage secondaires qui peuvent être séparées de la série „Křížna“. Le reste de la série Křížna, nous appelons série de „Zliechov“ a une stratigraphie changée son de fond en comble.

#### I. La région entre Valaská Belá et Trebichov (voir la carte géologique, supplément No 1)

La région étudiée est tout à fait isolée dans les Carpathes centrales. Ils gravissent cette dire dans le même profil trois types de séries: la série de la Malá Magura, appartenant au groupe de la Slovaquie occidentale, la série de Belá appartenant au groupe de la Křížna. Chacune de ces séries a un développement jurassique différent. La première a un développement marin peu profond en milieu mal aéré, la deuxième aussi. mais en milieu bien aéré, les éléments jurassiques des subséries appartenant au groupe de la Křížna sont formé partiellement en milieu plus profond.

La série Malá Magura:

Elle forme une enveloppe immédiate du noyau cristallin du Suchý dans la partie extérieure de celui-ci.

Le Trias inférieur est représenté par des quartzites gris clair et des arkoses quartziteuses à intercalations de schistes bigarrés, plus épais dans la partie supérieure de l'assise (l'épaisseur de 200 m).

Le Trias moyen est formé souvent par des bancs ou plaques de dolomites grises ou gris foncé. En leur situation basse, éventuellement à leur base apparaissent des lentilles irrégulières plus grandes ou moindres de calcaires foncés. Les intercalations de schistes argileux ou argileux-calcaires très bitumineux (peut-être l'équivalent des schistes de Lunz ou de Reingraben au des autres séries) inclinent à croire que la partie supérieure du complexe dolomitique appartient au Trias supérieur.

Le Keuper est contenu par des schistes rouges bigarrés avec la prédominance d'argiles ou d'argiles-calcaires et de quartzites en abondance.

Le Rhétien se distingue par des schistes argileux sombres fins au milieu desquels il y a des calcaires gris organogènes. Les couches plus inférieures sont formées de calcaires renfermant parfois des lumachelles, des oolithes macroscopiquement visibles avec un mélange faible de clastiques et de fin détritiques organogène. La faune est riche (voir le texte slovaque).

Le Lias inférieur se distingue par des calcaires gris foncé, de calcaires schisteux gris foncé jusqu'aux marnes au milieu des schistes foncés. Les calcaires sont compacts jusqu'à grain grossier, parfois oolithiques, souvent sableux à des petits galets de quartz et de complements de calcaires limoneux. L'appartenance de l'assise au Lias inférieur est documentée par la découverte: *Liogrypha cymbium* (L a m.), *Liogrypha arcuata* (L a m.) l'épaisseur de l'assise est 50—80 m.

Le Lias moyen et supérieur sont composés de calcaires marneux gris foncé au milieu des schistes gris et gris foncé. Les schistes sont calcaires, en minces lamelles, éventuellement en minces plaques.

Le Dogger et le Malm inférieur comportent au milieu des schistes foncés des calcaires gris foncé compacts, des bancs ou plaques de calcaires à grain fin, des calcaires à Crinoïdes à grain grossier, des calcaires à silex et des silex. La faune trouvée: *Placunopsis tatrica* Z i t., *Chlamys* cf. *subtextoria* (M ü n s t.) indique l'âge malmien des couches supérieures de l'assise. L'assise est épaisse de 50—100 m.

Le Malm moyen est formé de bancs de calcaires à silex, seulement de quelques mètres d'épaisseur, gris ou verdâtres à la surface brun-jaune.

Le Malm supérieur -le Néocomien inférieur est constitué de bancs de calcaires à silex de patine gris-blanc à intercalations minces de calcaires marneux gris foncé dans les couches plus supérieures. Les calpionelles documentent l'âge tithonien des couches inférieures de l'assise: *Calpionella alpina* L o r e n z. L'épaisseur de l'assise est 20—40 mètres.

L'Albien est représenté en prédominance par l'assise de schistes gris foncé aux positions isolées de schistes sableux, de grès-calcaires microfaune: *Thalmaninella ticinensis* (G a n d o l f i) renvoie le niveau dans l'Albien supérieur. Les positions de conglomérats d'une substance bigarrée albienne vérifient l'existence d'hiatus stratigraphique plus vaste et de forte activité tectonique.

La série de Belá a un développement triassique en accordance de la série de Křižna à laquelle se rejouit auparavant. Le développement du Jurassique et celui du Crétacé inférieur diffèrent par principe. Ils sont nés dans les circonstances différentes en milieu marin peu profond bien aéré. L'élément le plus inférieur est représenté par des quartzites triassiques inférieurs gris blanc, jaunâtres et aussi rougeâtres. Leur couche sus-jacente est formée d'assise de schistes argileux, gréseux-bigarrés, en prépondérance d'un rouge intense, aux positions de dolomies jaunâtres cellulaires.

Le Triassique moyen est représenté par des calcaires gris foncé compacts. Dans les mises à découvert les dolomies alternent irrégulièrement avec les calcaires dolomitiques.

Les intercalations de schistes bitumineuses mais essentiellement les positions de schistes

argileux gris foncé, isolées de schistes sableux renvoient l'appartenance de la partie supérieure au Carnien. La partie isolée la plus supérieure du complexe calcaire-dolomitique est formée de bancs de calcaires gris à silex (de 20 cm d'épaisseur). La faune documente l'âge carnien: *Chlamys* aff. *decorata* (Klipst.). *Avicula* cf. *cassiana* Bittn. (déterminé par Mme K o c h a n o v á).

Le Lias inférieur présenté des bancs et des plaques de calcaires gris allant au gris foncé, dans la partie supérieure aussi d'un brun gris, ordinairement à grain fin, souvent à Crinoïdes avec des lentilles de spongolithes rosâtres. La faune assigne au Lias inférieur passant jusqu' au moyen.

Le Lias plus supérieur jusqu' au Dogger est représenté par des calcaires à Crinoïdes blancs, rosâtres, rouges et aussi d'un gris argenté. Au près des Crinoïdesies sont caractérisés d'une multitude de Bélemnites. La plus ancienne faune dedans trouvée représente le Toarcien: *Lytoceras* (*Pachylitoceras*) *jurensis* (Zieten), *Harpoceras falcifer* Sow., *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys (Velata) tumida* (Hartm.). Les calcaires bréchiques sur la base des calcaires roses, éventuellement d'un gris clair, témoignent un hiatus stratigraphique local au milieu du Lias.

En couches supérieures sont des calcaires au grain plus fin contenant qu'ils sont souvent en position des calcaires roses, éventuellement blancs, compacts, parfois aussi à Lumachelles, riches en *Posidonia alpina* Gras. La riche faune à Brachiopodes de *Terebratula (Glossothyris) chartroni* de Grossouvre, *Terebratula bifrons* Opp., *Rhynchonella trigonella* Rothpletz, etc. indique à l'appartenance au Kelloway, éventuellement au Bathien supérieur.

Le Malm est représenté par des calcaires compacts gris, roses, rouges et d'un gris blanc, pour la plupart calcaires massifs, ici et là à rognons de silex rouges. On y trouve isolé des nids irréguliers de calcaires à Crinoïdes à grain fin. L'âge oxfordien jusqu'au kiméridgien indique: *Rhynchonella spoliata* Suess, *Rhynchonella lacunosa* Quenstedt, *Rhynchonella lacunosa arolica* Oppel, *Taramelliceras (Metahaploceras?) kobyi* (Choffat), *Taramelliceras grenackeri* (Moesch), *Streblites frotho* (Oppel), *Aspidoceras acanthicum* Opp., *Aspidoceras wolfi* Neumayr, *Aspidoceras cyclotum* (Oppel), *Perisphinctes bernensis* Loriol, *Perisphinctes matheyi* Loriol, *Perisphinctes jelskii* Siemiradzki, *Perisphinctes siliceus* (Quenstedt), *Sowerbyoceras tortisulcatum* d'Orb., *Caliphylloceras calypso* d'Orb., *Calliphylloceras (Holcophylloceras) zignoi* (d'Orb.), *Avicula lacunosa* (Quenst.), *Astarte* cf. *similis* Münster. La partie supérieure des calcaires malmiens représenté des calcaires d'un brun gris allant au clair jusqu'au gris blanc, souvent aussi des plaques de calcaires compacts caractérisés par une structure organogène limoneuse et par un microfaciès avec ammonites de Calpionelles: *Haploceras elimatum* (Oppel) Zittel, *Haploceras* cf. *tithonium* (Oppel) Zittel, *Glochiceras* cf. *verruciferum* (Meneghini), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.), *Lithacoceras* cf. *metamorphum* (Neum.). Les positions plus supérieures avec la faune tithonique supérieure d'ammonites: *Spiticeras* cf. *pseudograteanum* (Djanel), *Glochiceras* sp. (gr. *lithographicum*), *Phylloceras* cf. *serum* (Oppel) Zittel.

La partie plus supérieure de la région étudiée représente du complexe calcaire est formée par des calcaires compacts organogènes d'un brun gris à Foraminifères et Nannoconiens. On a trouvé les Brachiopodes: *Rhynchonella* cf. *monsalvensis* Gillieron, *Pygope catulloi* Pictet. Cette partie appartient au Néocomien le plus inférieur.

Le Néocomien supérieur-l'Aptien est représenté par des calcaires gris, massifs, clastiques — organogènes. Ils contiennent des rognons de silex sombres.

Au milieu des calcaires sont souvent des positions et intercalations de marnes plus foncées et de schistes marneux. À côté des fragments d'Echinodermes contient aussi des Foraminifères, essentiellement Textularies, Globigerines, Orbitolines et Algues. Souvent sont des grains de quartz et de glauconite (Kullmanová 1959).

Les calcaires massifs, d'un blanc clair, organogènes-détritiques forment, la partie plus inférieure de l'assise On trouvé dans la couche des calcaires blanc claire compacts de structure organodétritique nombreux Brachiopodes et Lamellibranches: *Rhynchonella* ex gr. *limbata* Sow., *Rhynchonella lineolata* Phil., *Terebratula* cf. *martiniana* d'Orb., *Zeilleria* cf. *tamarindus* Sow., *Meirhea* cf. *stava* Roem., *Chlamys goldfussi* (Deshayes in Leymerie), *Chlamys dutemplei* (d'Orb.), *Chlamys archiaciane* (d'Orb.), *Camptonectes* cf. *cottaldinus* (d'Orb.), *Chlamys urgonensis* (Loriot).

Dans la partie intérieure les calcaires d'un gris foncé à silex, situés sur le dos à l'Est de la vallée à Stará Bebrava auprès de Čierna Lehota ont fourni des lumachelles à *Exogyra* cf. *tombeckiana* d'Orb. et *Lima* ex gr. *rhodanica* d'Orb. La macro et microfaune indique l'âge néocomien supérieur (barrémien) jusqu' à l'Aptien.

Entre l'assise décrite et le calcaire sous-jacent de Malm se terminant en Bériassique est un vaste hiatus. Son existence est documentée par le profil, situé versant d'Est de la vallée de Stará Bebrava. Le mur rocheux constitué de la malmien-néocomienne inférieure, découvre la discontinuité sédimentaire évidente entre les bancs des calcaires bériassiques bruns et la partie basale des calcaires néocomiens supérieurs. Sur leur base qu'on trouve une position de 0,5 m d'épaisseur des brèches calcaires avec de grands galets composés, de calcaires bruns bériassiques sous-jacents. L'origine des galets est documenté non seulement par leur aspect macroscopique, mais aussi par l'étude microscopique (Kullmannová 1950) indiquant des Globochaetes, Ostracodes, surtout Stomisphaeres colomi et Nannoconus isolé.

L'Albien. La couche sus-jacente, formée par des calcaires néocomiens supérieurs, éventuellement aptiens, comporte des schistes marneux d'un gris foncé jusqu'aux marnes schisteuses. La découverte de la moule d'origine *Plicatula gurgitis* Bronn. témoigne la dépendance de la partie inférieure de l'assise dans l'Albien. La microfaune de ces couches est fort cristallisée.

Les parties supérieures de l'assise sont caractérisées par la présence abondante de schistes sableux de grès calcaires, de schistes calcaires et aussi par la diminuation de marnes.

Le rangement stratigraphique de l'assise à l'Albien est confirmé par la microfaune *Thalmanella ticinensis* (Gandolfi).

Au milieu de l'assise albienne on trouve des calcaires massifs d'un gris jusqu' au gris foncé à rognons de silex.

La faune trouvée à l'Est de la vallée de la Bebrava indique l'âge albien des calcaires (Machel 1959 c; Szörényi 1957): *Collyropsis moussani* (Desor), *Holaster laevis* (Delucms) Agassiz, *Holaster* sp., *Inoceramus salomoni* d'Orb., *Hypacanthoplites* sp.

#### Les développements de passage entre la série de Belá et celle de Zliechov

L'anticlinal au noyau cristallin keuperien s'étend dans la couche sus-jacente de la série de Belá au Nord de Valaská Belá et Čierna Lehota. Les développements du Keuper, du Rhétien et du Néocomien sont analogues à ceux de la série de la Krížna et Belá. Les éléments jurassiques diffèrent l'un à l'autre. C'est sur l'axe sud qu'ils se rapprochent de la série voisine de Belá, sur l'axe du nord de la série de Zliechov aux passages faciaux latéraux de quelques éléments.

a) *L'axe méridionale.* La couche sus-jacente de schistes sombres de calcaires rhétiens à lumachelles comporte une assise de calcaires liassiques gris, finement grenus, souvent à Crinoides. Le Lias le plus inférieur est représenté par places par des schistes marneux d'un gris foncé à intercalations de calcaires. Leur couche sus-jacente est formée de bancs de calcaires à Crinoides bréchiques et finement grenus. La faune indique l'appartenance au Liassique inférieur: *Coroniceras bisulcatum* (Brug.), *Asteroceras obtusum* (Sow.), *Charmasseiceras charmassei* d'Orb., *Microderoceras steinmanni* Hugu., *Oxynoticeras* cf. *oxynotum* Quenst., *Echioceras raricostatum*

(Ziet.), *Parallelodon hettangiensis* (Terq.), *Oxytoma sinemuriensis* (d'Orb.) et caetera, voir le texte slovaque (p. 42—44).

La partie plus supérieure du complexe *liassique* comporte une assise de bancs de calcaires compacts à grain fin et à patine brunâtre, caractérisés par la structure limoneuse, renfermant des fragments de Crinoïdes, de Lamellibranches et de *Globochaete alpina*. Les découvertes d'ammonitiques *Amalteus subnodosus* (Joung — Bird) et *Calliphylloceras nilsoni* (Hebert) document que l'âge de l'assise va jusqu'au Lias supérieur.

*Le Dogger est* représenté par une assise épaisse de 6—10 m de bancs de calcaires (de 10 cm d'épaisseur) gris brun à silex jusqu'aux silicithes — spongolithes qui alternent avec des calcaires gris compacts. Les couches plus supérieures comportent par places des bancs (épaisseur de 10—15 cm) calcaires à Crinoïdes, caractérisés par la structure organogène-détritique, contenant des fragments d'Echinodermes, de Lamellibranches et de Foraminifères, telles comme: *Nodosaria*, *Textularia* et *Lenticulina*.

*Le Malm est* représenté par des calcaires à Crinoïdes de rose allant au violet rouge, intercalés par des rognons de silicithes rouges. Dans la direction vers la couche sus-jacente, ils passent lentement aux calcaires compacts d'un rose clair à la structure microcristalline à *Globochaete alpina* et à Radiolaires isolées. L'âge oxfordien-kiméridgien est confirmé par la faune suivante: *Rhynchonella spoliata* Suess, *Rhynchonella sparsicostata* Quenst., *Glossothyris bouei* Zejsn., *Pygope janitor* Pictet, *Avicula lacunosa* (Quenst.), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *trachinotum* (Oppel), *Glochiceras balanense* (Neum.), *Glochiceras* (*Coryceras*) *microdomum* (Opp.), *Hyboniticeras beckeri* (Neum.), *Sowerbyceras fortisulcatum* d'Orb. et caetera.

La couche sus-jacente comporte des bancs de calcaires tithoniques, compacts, avec patine blanche, caractérisés par la structure limoneuse organogène riches en *Calpionella alpina* Lorenz et *Globochaete alpina*, rarement en *Calpionella elliptica* Cadisch. Au-dessus d'eux se trouve le complexe épais de marnes grises et de calcaires marneux néocomiens. L'aile septentrionale est caractérisée par le changement de développement liassique dans la direction latérale, c'est-à-dire depuis la terminaison occidentale de l'anticlinal vers l'Est.

*Le Dogger est* caractérisé avant tout par des bancs de silex gris foncé, par places jusqu'au noir avec des bancs et plaques de calcaires gris et gris foncé compacts ou finement grenus, parfois aussi de calcaires à silex.

*Le Malm* représenté partitivement sous forme de bancs, rarement de plaques de calcaires marneux rouges (l'épaisseur de 5—20 cm), rosâtres, souvent allant aux pseudorognons. Leur structure microscopique est organogène, limoneuse, à *Saccocoma* et *Globochaete alpina*. Dans leurs parties plus inférieures il y a des lentilles et intercalations (l'épaisseur de 3—5 cm) de radiolarites rouges qui sont plus abondantes sur le dos du Kozinec, où la bande du Malm „embrasse” la fermeture du synclinal, remplie du Néocomien et passe à l'aile située plus au Nord de ce synclinal au développement marin plus profond des éléments jurassiques au type de série de Zliechov. La partie principale du Malm apparaît sous forme de radiolarites rouges, pas comme des intercalations, mais comme l'assise épaisse de 20 m par places. Les calcaires d'un rouge intégral représentent seulement des parties supérieures de l'assise qui manquent le plus souvent dans la direction vers Est.

#### La tectonique

La région du Mésozoïque à la fin du Suchý est le terrain-clé au point de vue des rapports tectoniques particuliers des séries mésozoïques et de leur relation avec le noyau cristallin.

La série de la Malá Magura est située sur le bord extérieur du noyau cristallin. Elle a une construction monoclinale avec une inclinaison de 60—70 vers NW.

La série de Belá est située tout près de la série de la Malá Magura. Leurs bases les plus

vieilles de Trias éventuellement les membres de centre de Trias dévancent à contact tectonique avec l'Albien de la série Malá Magura. Le contact du panneau tectonique il n'y a pas toujours penté.

La série de Belá, caractérisée par le développement des éléments jurassiques et calcaires inférieurs, montent sur la pente du mont Kamenné vráta sur le bord occidental du noyau cristallin du Suchý, c'est-à-dire au Nord de l'immersion tectonique du noyau au milieu des assises de la série de Zliechov. La composition de leur construction montre à peine une bande de 5-10 m large du Keuper et du Rhétien, parfois aussi la bande de calcaires à Crinoides au milieu des calcaires massifs malmiens roses indiquent la structure compliquée de cette série. Près du cristallin dans la bande de l'anticlinal se trouvent des fragments de gneiss. Ils font le soupçon que ce soient des restes du dos cristallin tectoniquement réduit. La structure seule est redressée. Son élément le plus jeune, formé de calcaires aptiens gris foncé dans les parties du contact tectonique avec le Néocomien de la couche sus-jacente de la série de Zliechov, est abrupt en espace sous l'angle 90°. Les éléments inférieurs de la série de Belá sur le bord occidental ils ont des pentes plus modérées, ils sont liés stratigraphiquement à la bande anticlinale de dolomies triassiques moyennes et de calcaires dont les éléments plus jeunes s'étendent sur l'aile occidentale de la série de Zliechov dans la succession normale. Cela signifie que la même bande d'éléments triassiques comporte sur une aile des éléments plus jeunes au développement peu profond de Belá, sur l'autre des éléments au développement plus profond de Zliechov. La bande de la série de Belá disparaît dans la direction méridionale vers Trebichov et sur toutes les deux ailes de l'anticlinal apparaissent des éléments de la série de Zliechov.

La structure de la série de Belá dans la région de Kamenné vráta et celle de la série de Zliechov qui l'accompagne dans le contact tectonique de la partie d'Est, ont la direction (NE/SW) transversale sur le bord occidental du noyau cristallin du Suchý. Tous les éléments finissent immédiatement au contact avec le cristallin, cela signifie qu'ils sont coupés tectoniquement. Les éléments jurassiques et crétacés inférieurs à la structure de la série de Belá se terminent dans la distance de 20 m du bord du noyau cristallin. Le contact avec le cristallin est formé de dolomies, éventuellement de calcaires triassiques moyens gris ou gris foncé qui sont liés en apparence aux éléments triassiques moyens de la série de Zliechov et de celle de Belá.

Les séries de passage de groupe Křižná s'étendent au Nord de la série de Belá et forment un anticlinal à deux ailes. Il y a, proprement dit, le pli renversé asymétrique à une vergence évidente vers le Sud, c'est-à-dire vers le noyau cristallin. L'aile septentrionale est conservée sans réduction tectonique plus évidente et le plus souvent elle a un pendage moyen vers le Nord. Le développement de ses éléments jurassiques s'approche à celui de la série de Zliechov. L'aile méridionale est tectoniquement réduite et elle est formée d'éléments au développement plus voisin de la série de Belá.

L'élément inférieur de l'aile méridionale — le Néocomien — est déposé dans la partie occidentale (au Nord de Čierna Lehota) sur l'Albien supérieur (pendage modéré de 10-40°). L'existence des calcaires foncés, grenus, c'est à dire l'existence de l'élément le plus supérieur régressif du Néocomien indique sur le plan du contact la position normale, évidemment à l'hiatus stratigraphique sans les vastes déplacements. On doit considérer l'Albien de la couche sous-jacente néocomienne comme élément synclinal reliant la structure décrite à la structure supérieure de la série de Belá.

La substance d'élément de l'anticlinal font en grande partie le Keuper év. le Rhétien qui sont réciproquement plissés. Les macrostructures et les plis plus petit indiquent la caractère normal et non faux. Spécialement démonstratif est une belle découverte près du hameau de Rusnáci, détaillée décrite dans un autre travail (M a h e I 1958). Les noyaux de la partie occidentale sont fort réduits et la structure change de direction originelle de l'E-W en celle de NNE-SSW.

La pente occidentale de anticlinal a le caractère normal. Son aile septentrionale est inclinée sous l'angle  $65^{\circ}$  vers l'Ouest, son aile méridionale a le pendage modéré de  $10-30^{\circ}$ . La fermeture anticlinale est un argument incontestable de la vergence intérieure et elle n'est guère en concordance avec la vue plus ancienne des digitations aux faux synclinaux et anticlinaux.

L'aile méridionale de l'anticlinal est compliquée tectoniquement par places (depuis le mont Kremeníšte), aussi plissée et écaillée.

De la cime de la montagne près du Kozinéc vers l'Est dans la couche sus-jacente néocomienne de l'aile septentrionale de l'anticlinal au développement de passage sont situées des assises tachées de la série de Zliechov qui représente la base à une nouvelle structure tectonique et au développement marin profond typique de Zliechov. Il est intéressant que le développement a une structure plus méridionale sur le dos du Kozí vrch. C'est un nouvel argument de l'accordance de la série de Zliechov et de celles de passage.

La situation tectonique du terrain étudié nous donne deux connaissances de grande portée:

1. Elle vérifie la vue de l'auteur (MaheI 1959) que la conception ancienne qui considère les digitations comme anticlinaux et synclinaux faux, n'est pas justifiée. Cela change aussi la conception de vergence des structures. Sur notre terrain il y a évidemment des vergences vers l'intérieur (c'est-à-dire vers le Sud).

2. L'étude minutieuse des structures nous montre que les éléments triassiques de la série de Belá et ceux de la série de Zliechov sont égaux au développement de passage.

## II. La série de Zliechov située entre Košecké Rovné et Zliechov

La séparation de la série de Belá et des séries de passage que la participation de la série de la Krížna à la construction de la montagne du Strážov, était diminuée. Le développement de la variété des éléments rétrécit précisément leur caractéristique. Parmi les éléments remarquables de ce type „bordier” net il faut citer surtout marnes, calcaires marneux l'assises inférieurs et supérieurs, calcaires gris ou verdâtres et radiolarites appartenant au Dogger, radiolarites malmiennes rouges et jaunâtres.

Les études, faites dans les autres montagnes de noyaux cristallins, vérifient notre conception, que la plupart des complexes appartenant à la série de la Krížna ont le développement „de passage”, une autre part appartient aux séries jurassiques au développement marin peu profond — aux séries du groupe carpathique occidental (MaheI 1959) ou aux autres types bordiers: au type carpathique occidental, éventuellement au type slovaque occidental (la série de Belá, de Vysoká, de Beckov, de Ďurčiná, de Lupča, d'Ilanovo). Ainsi cette conception de la série de la Krížna, comprenant les séries variées au développement différent, viellit. Même la localité typique de Krížna dans la Velká Fatra a un développement des séries de passage et il n'est pas justifiée de la dénomination ancienne. On demande une nouvelle dénomination pour la série jurassique au développement marin profond, éventuellement le type bordier de la série de la Krížna. Cette série occupe de vastes espaces dans la montagne du Strážov et dans plusieurs profils on peut étudier sa succession des couches. Dans cette montagne il y a aussi des séries de passage et celle de Belá, auparavant toutes classées sous la série Krížna. Cette réalité nous amène à l'appellation d'après la montagne du Strážov. Surtout a de belles mites à découvert aux environs de Čičmany, de Trenčianske Teplice et de Zliechov. Pour beaucoup de profils bien découverts aux environs du village de Zliechov on se sert d'appellation — *série Zliechov*. En introduisant une nouvelle appellation, je respecte le principe d'appeler seulement les types bordiers: *le type marin profond* (de Zliechov), *le type marin peu profond faible aéré*, chez nous le type de Belá et *le type mal aéré* (en notre cas le type Malá Magura). Pour les séries, éventuellement les développements de passage je n'introduis pas de nouvelles appellations.



Il s'agit des séries locales d'une petite étendue, aux faciès latéraux, souvent variables même dans la petite distance.

La connaissance nouvelle et de haute importance, est la constatation de l'existence d'hiatus entre le Hauterivien supérieur et l'Albien supérieur près de Košecké Rovně et Zliechov sur l'aile méridionale du pli de Vápenica.

La couche sus-jacente de calcaires marneux clairs en bancs épais et de calcaires massifs compacts à *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* et à Ammonites tithoniques supérieurs (*Lytoceras* cf. *sutile* Opp., *Perisphinctes* cf. *gevrei* Opp.) comporte une assise épaisse de calcaires marneux gris et de marnes, considérée jusqu'ici comme Néocomien (Bérriassique jusqu'au Barrémien). Les couches plus inférieures de cette assise appartiennent au Bérriassique et Valangien. Cela est vérifié par la faune riche en *Calpionella darderi* et en Ammonites: *Berriassella andrusowi* Ret., *Berriassella* cf. *Janus* et *Berriassella* cf. *delphinensis* Kil.

La partie supérieure de l'assise comporte des marnes gris foncé et de schistes marneux à Ammonites d'âge hauterivien inférieur: *Olcostephanus* cf. *sayni* Kil., *Olcostephanus* cf. *flosa* Baum., *Olcostephanus* cf. *variegata* Paq., *Rogersites* cf. *atherstoni* Scharp.

La couche sus-jacente est formée d'assise de schistes marneux et de bancs de calcaires gris foncé finement grenus à silex noirs en rognons isolés d'âge considéré comme aptien. Les calcaires présentent au microscopique la structure pseudolithique. La faune est riche en Echinodermes et Foraminifères, surtout Textularies. Il y a aussi du quartz (Kullmanová 1960). Les couches schisteuses sont assez riches en Ammonites d'âge hauterivien. La zone à *Acaniticus radiatus* est représentée par: *Rogersites atherstoni* Scharp et *Olcostephanus* cf. *seissa* Baum., la zone à *Crioceratites duvali* est représentée par *Crioceratites* ex. gr. *duvali* Lev. et *Olcostephanus* cf. *geubhardti* Kil.

Dans les couches schisteuses il y a une microfaune abondante, déterminée par J. Salaj: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus tenuissimus* (Gumbel), *Rhizammina* cf. *indivisa* Brady, *Haplophragmoides nonionoides* (Reuss), *Lingulina* cf. *semiornata* Reuss, *Glomospira gordialis* (Jones — Parker), *Lenticulina* sp., *Trochamminoides* sp., *Epistomina caracolla* (Roemer).

L'assise, décrite plus haut, est liée à l'assise schisteuse-gréseuse d'âge albien. La microfaune, trouvée dans la base de l'assise, indique l'âge d'Albien supérieur: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Ammodiscus tenuissimus* (Gumbel), *Anomalina complanata* Reuss, *Anomalina* (*Gavelinulla*) *ammonoides* (Reuss). Le rangement du faciès régressif des marnes gris foncé, considéré jusqu'à présent comme aptien, dans l'Hauterivien supérieur, éventuellement dans le Barrémien inférieur signifie que le régression dans cette série marine la plus profonde de la zone centrale est venue à plus qu'on ne supposât et le faciès flyschéux apparut après l'hiatus de longue durée.

### III. La série de Zliechov, située au Sud du noyau cristallin du Suchý

Le Mésozoïque des montagnes de noyaux cristallins sortit surtout dans les parties extérieures des noyaux. Les parties, dites intérieures, sont limitées par les vastes failles postpaléogènes. C'est le long de celles-ci que le cristallin est en contact avec le remplissage cristallin des cuvettes tertiaires intérieures. Le Mésozoïque sortit surtout en contact avec le cristallin sous forme d'îles éventuellement des bandes plus étendues.

Le Mésozoïque se présente aussi dans la montagne du Strážov, où le massif du Suchý est formé par la partie occidentale du noyau cristallin et le massif de la Malá Magura par la partie d'Est de ce noyau. Il est très bigarré et en plusieurs séries: en série de la Malá Magura, de Belá, deux séries de passage, en série de Zliechov, du Choč et du Manín. Il occupe les vastes étendues

sur le bord extérieur, c'est à dire au NO du noyau cristallin. Le bord intérieur représente, proprement dit, le bord sud, limité par deux failles et orienté vers NS. Dans la partie d'Est c'est la faille de la Malá Magura qui limite le massif de la Malá Magura et dans la partie occidentale c'est la faille de Diviaky qui coupe le massif du Suchý à l'Est. La direction de ces failles est parallèle à l'axe du méganticlinal postpaléogène et peut-être elles sont reliées à celui-ci par la genèse. À côté d'elles le cristallin est en contact avec le Paléogène de la vallée Horná Nitra. C'est seulement dans la partie, située le plus au Nord près de Kľačno sur le bord intérieur de la faille, en contact avec le cristallin que la série de Zliechov au développement typique émerge. Les parties intérieures des noyaux sont limitées aussi par deux autres failles orientées vers ESE—WNW. C'est dans la partie sud-occidentale de la Malá Magura auprès de la première faille-appellée faille de Šútov— que le cristallin est en contact avec les conglomérats à remplissage paléogène de la Horná Nitra. Seulement dans une petite île au NW de Bojnice auprès de la faille émergent les éléments triassiques et liassiques inférieurs. Le bord méridional cristallin du Suchý est accompagné de faille de Závada. Ainsi que la faille de Šútov même l'axe du méganticlinal postpaléogène intersecte les structures du cristallin. Le long de cette faille le cristallin est en contact avec le remplissage postpaléogène de la cuvette Uhrovsko-bánovská, mais seulement dans une petite région. La faille rend possible le contact du cristallin avec le Mésozoïque de la série de Zliechov et dans les petits segments aussi le contact avec le Mésozoïque de la série du Choč.

La série de Zliechov se présente dans deux régions. La première est située sur le bord nord-occidental du synclinal d'Uhrovec—Bánovce, la deuxième forme un élément de la bande méganticlinale du Rokoš (constitué surtout de série du Choč entre Nitrianske Rudno—Nitrianske Sučany).

#### 1. La bande, située sur le bord méridional du cristallin du Suchý

Le cristallin de 10 km de long, par places de 0,5—1 km de large, seulement sur la pente occidentale du Čierny vrch de 3 km de large, est bordé par une bande étroite de la série de Zliechov. Le bord septentrional ou le contact avec le cristallin est formé par la faille de Závada. Au Sud il plonge dans le complexe épais paléogène du synclinal d'Uhrovec—Bánovce. La squelette de la bande de série de Zliechov est constituée d'assise néocomienne, intensivement plissée en file de structures ensemble avec les éléments plus anciens de cette série y compris le Trias moyen.

Le développement de la série entière est semblable à celui de la plupart des éléments et typique pour la série de Zliechov. Il y a de petites différences dans le développement du Lias inférieur, en partie aussi du Lias supérieur, même du Malm moyen.

Au milieu du Néocomien de la squelette de toute la bande y décrite que les éléments plus anciens émergent. Ils indiquent l'existence de 7—8 structures partielles avantpaléogènes prolongées dans la direction vers NE—SW. Ils traversent sous un angle obtus la bande de série de la Krížna qui est parallèle à la faille bordière. Vraiment la plupart des structures sont en lentilles ou en klippes lenticulaires, plissées au milieu de l'assise plus plastique néocomienne et terminées devant le contact avec le cristallin. Quelques unes d'elles sont formées par les éléments jurassiques, les autres par les éléments jurassiques unis avec les triassiques. Trois lentilles de calcaires triassiques et de dolomies constituent les klippes, plissées au milieu du Néocomien, c'est-à-dire les lambeaux de poussée sans racines ou plissés.

Le contact avec le cristallin est évidemment tectonique. Le plan tectonique est abrupt à l'inclinaison vers le Sud. Il incline par places vers le Nord. Le cristallin est charrié sur le Mésozoïque. C'est au contact du cristallin, s'est-à-dire sur la ligne tectonique que les assises mésozoïques font leurs pendages abrupts, plus loin de cette ligne les pendages sont plus modérés. La faille a partiellement le caractère d'un pli. On peut supposer qu'elle soit liée par sa genèse

au charriage du massif de Suchý. Cela est vérifié par les conditions tectoniques paléogènes. Les pendages des conglomérats paléogènes sont abrupts (jusqu' à 70°) en contact avec les Mésozoïque près de la faille, plus loin du Mésozoïque, c'est-à-dire du noyau cristallin, ils ont les pendages plus modérés (30—35°).

## 2. La série Zliechov située dans la région entre Nitrianske Rudno et Sučany

Sa construction est formée par tous les éléments y compris les calcaires triassiques et les dolomies. Les éléments jurassiques sont partout plus répandus.

Le développement est typique pour la série de Zliechov, c'est-à-dire il comporte des marnes tachées liassiques moyennes et supérieures et des radiolarites appartenant au Dogger et Malm.

Dans cette région, semblable à la bande bordière, décrite plus haut, la série Zliechov est plissée en structures prolongées vers NE—SW. La faille de Rudňany coupe le système anticlinal à vergence vers SE. Les ailes orientées Sud—Est ou intérieures des plis renversés sont réduites pour la plupart et ont le caractère de charriage (voir le profil).

## Carte géologique de la région entre Valaská Belá et Trebichava (la montagne de Strážov)

établie par M. M a h e l en 1956—1959

### L é g e n d e :

1. Cristallin au total; 2. Lentille de granit à la base de la série de Belá; 3. Triassique inférieur-couche de quartzites; 4. Triassique inférieur-couches werfénienues; 5. Triassique moyen-calcaires gris foncé; 6. Triassique moyen-calcaires gris foncé avec intercalations de calcaires dolomitiques et de dolomies; 7.—9. *Eléments triassique de la série du Choč*: 7. Triassique moyen-calcaires gris; 8. Triassique moyen-calcaires gris à rognons de silex; 9. Carnien-calcaires organogènes gris foncé (á Cardita); 10. Carnien: calcaires gris à silex; 11. Dolomies triassiques moyennes et inférieures; 12. Couches de Lunz; 13. Keuper; 14. Rhétien-Hettangien; 16.—20. *Eléments plus jeunes de la série Malá Magura*: 16. Rhétien-Liassique inférieur-schistes gris foncé, marnes, calcaires, calcaires gréseux; Liassique supérieur-schistes gris foncé, calcaires marneux; 18. Dogger-Malm moyen-schistes gris foncé, calcaires, calcaires à Crinoïdes, spongolithes; 19. Tithonique-Néocomien inférieur-calcaires gris à silex; 20. Lentilles triassiques moyennes à l'Albien, recouvertes par éboulis et limons; 21.—24. *Eléments plus jeunes de la série Belá*: 21. Liassique inférieur et moyen-calcaires gris à grain fin et calcaires à silex; 22. Liassique supérieur-Dogger-calcaires à Crinoïdes blancs et roses; 23. Malm-Berriassique-calcaires compacts roses et blancs; 24. Néocomien supérieur-Aptien-calcaires gris organogènes; 25.—30. *Eléments jurassiques des séries de passage*: 25. Hettangien-schistes noirs et calcaires; 26. Liassique inférieur-schistes marneux et calcaires gris foncé, calcaires à silex; 27. Liassique-calcaires gris bréchiques à Crinoïdes, calcaires à silex; 28. Liassique supérieur a) marnes et schistes gris foncé, b—c) vers l'Ouest les couches deviennent lentement claires aux taches foncées; 29. Dogger — a) spongolithes noires et calcaires à spongolithes, b—c) vers l'Ouest les couches s'éclaircissent lentement et s'appauvrissent des spongolithes; 30. Malm a) calcaires rouges, b—c) vers l'Ouest dans les couches inférieures les radiolarites rouges en lentilles et rognons commencent à abonder. 31.—34. *Eléments supérieurs de la série Zliechov*: 31. Liassique inférieur — calcaires gréseux, calcaires sombres à grain fin et marnes; 32. Liassique moyen et supérieur — marnes tachetées et calcaires marneux; 33. Dogger—Malm — radiolarites et calcaires à radiolarites; 34. Malm moyen — calcaires marneux rouges intercalés par radiolarites rouges; 35. Tithonique: calcaires à Calpionella en plaques; 36. Néoco-

mien — marnes grises et calcaires marneux; 37. Aptien? — calcaires gris foncé; 38. Albien supérieur — schistes gris foncé et calcaires marneux, calcaires gréseux; 39. Albien supérieur — Cénomaniens inférieurs — couches marneuses-gréseuses; 40. Albien — calcaires à silex; 41. Limon; 42. Cônes de déjection; 43. Alluvium; 44. Direction et inclinaison des couches; 45. Gisements de fossiles; 46. Lignes tectoniques.

#### Carte géologique du versant d'Est du Rokoš

établie par M. MaheI en 1956

Légende: 1. Calcaires triassiques moyens; 2. Dolomies triassiques moyennes et supérieures, a) calcaires dolomitiques; 3. Calcaire à structure cellulaire (Carnien?); 4. calcaires triassiques supérieurs(?); 5. Couches de Lunz; Keuper; 7. Rhétien; 8. Schistes, calcaires gréseux à Crinoïdes-Liassique inférieur; 9. Marnes tachetées et calcaires-Liassique moyen et supérieur; 10. Liassique au développement des calcaires à Crinoïdes et des calcaires à Crinoïdes-spongolithes; 11. Dogger—Malm; 12. Tithonique—Néocomien, a) calcaires tithoniques en plaques; 13. Paléogène. 14. Sédiments quaternaires; 15. Direction et inclinaison des couches; 16. Gisements de fossiles; Lignes tectoniques.

#### Carte géologique du terrain de contact de la série Manín avec „le subatricum“ au SW de Slopná

établie par A. Kulmannová et M. Peržel en 1956

Légende: 1. Calcaires organogènes aptiens de la série du Manín; 2. Marnes et argiles cénomaniennes; 3. Couches gréseuses albiennes-cénomaniennes; 4. Couche albienne avec prédominance des marnes; 5. Calcaires à rognons aptiens — cénomaniens; 6. Calcaires marneux et marnes néocomiens; 7. Limons et éboulis; 8. Direction et inclinaison des couches.

#### Carte géologique du bord sud du noyau cristallin du Suchý

établie par M. MaheI en 1959

Légende: 1. Cristallin; 2. Calcaires triassiques moyens a) avec intercalations de dolomies et de calcaires dolomitiques; 3. Dolomies triassiques moyennes et supérieures; 4. Keuper; 5. Rhétien et Liassique inférieur; 6. Liassique supérieur; 7. Dogger — Malm; 8. Tithonique — Néocomien; 9. Albien; 10. Paléogène; 11. Sources; 12. Direction et inclinaison des couches; 13. Lignes tectoniques.

MICHAL MAHEL—ANNA KULLMANOVÁ

## DOPLNKY K MANÍNSKEJ SÉRII

### Stratigrafické doplnky

Vývin mezozoika v podstate zhodný s manínskou sériou bradlového pásma konštatoval už Maťejka (1932) pri Trenčianskej Teplej v okrajovej časti centrálného pásma. Neskoršie štúdiá jedného z nás (M a h e l 1948a) ukázali, že táto séria je značne rozšírená nielen v okrajovom pruhu pri styku s bradlovým pásmom, ale i hlbšie v centrálnom pásme. Určité odlišnosti vo vývine viedli nás k zavedeniu lokálneho označenia *trenčianskoteplická séria*, neskoršie zistenie jej pokračovania na svahy Inovca k názvu *manínsko-inovecká séria* (M a h e l 1948b). Po bližšom preštudovaní stratigrafie tejto série i po nových poznatkoch o stavbe Inovca bude správnejšie upustiť od týchto označení, a napriek lokálnym odchýlkam vo vývine pridržovať sa názvu *manínska séria*.

Výskumy posledných rokov spresnili stratigrafiu tejto série a zistili jej rozsah na Inovci.

Tri študované dobre odkryté profily (na svahoch vrchu Dubovec pri Trenčianskej Teplej, severne od Trenčianskych Teplíc, nad svahom trate a svahy vršku Skalka v Trenčianskych Tepliciach) umožnili nám bližšie poznanie stratigrafie hlavne jurských členov.

1. *Profil na západnom svahu Dubovca* poskytuje pestrý prierez jurou. V jadre antiklinály vystupujú hrubolavicovité (lavice až 80 cm hrubé) tmavosivé, sivo-hnedo vetrajúce jemnozrné piesčito-krinoidové vápence; obsahujú hluzy i šošovky tmavých až hnedosivých rohovcov. Našla sa v nich fauna lamelibranchiátov a brachiopódov: *Terebratula punctata* S o w., *Terebratula grestenensis* S u e s s, *Rhynchonella delmensis* H a a s a *Liogrypha obliqua* (G o l d f.). V prevrátenom krídle vrásky silne zvetrané bielosivé piesčito-krinoidové vápence majú väčší podiel piesčitého komponenta. Našli sa v nich belemnity, ktoré určil K r y m g o l c ako: *Mesoteutis beneckeii* S c h w e g l e r, *Mesoteutis tripartita* Q u e n s t., *Homaloteutis* cf. *spinatus* Q u e n s t., poukazujúce na aalen. Z tohto súvrstvia pochádzajú i lamelibranchiáty, ktoré K o c h a n o v á určila ako: *Chlamys* cf. *textoria*

(Schloth.), *Entolium disciformis* (Schübl.), *Pseudopecten acuticosta* (Lam.), *Pseudopecten aequivalvis* (Sow.). V najvyšších polohách sa našli i bajoské belemnity: *Holcobelus* sp. a brachiopód *Rhynchonella alemanica*. Opisované súvrstvie, ako vidno, siaha do dogeru, čo je významným novým poznatkom.

Potom nasleduje 3—5 m hrubé súvrstvie tmavosivých lavicovitých jemnozrných kemitých vápencov, poprerastaných hluzami a šošovkami, miestami aj súvislými polohami rohovcov. Uprostred jednotlivých lavíc (10—20 cm hrubých) sa nájdu tenšie vložky tmavosivých i zelenkavých ílovcov. V spodnejších polohách je súvrstvie tmavosivé, vo vrchnejších hnedosivé. Mikroskopické štúdium poukazuje na prítomnosť klastického kremeňa (ner. zvyšok 64,97 %, vo vrchnejšej časti 29,62 %), článkov echinodermát, kalcifikovaných ihlíc húb a radiolárií. Pomerne hojne zachované belemnity poukazujú podľa Krymgolca na bajos.

Vyšším členom sú ružové hluznaté vápence s nepravidelnou doskovitou odlučnosťou (hrubé 3—4 m), ktoré bez ostrejšej hranice prechádzajú do svetloružových masívnych celistvých vápencov, miestami nevýrazne hluznatých so zle zachovanými amonitmi. Pre spodnú časť súvrstvia je príznačná globochétová „vlákienková“ mikrofácia s ojedinelými pseudoglobigerinami, drobnými foraminiferami, aptychmi a ostrakódmi, pre vrchnú kimeridžskú časť globochétovo-saccocomová mikrofácia. Vo výbrusoch bola konštatovaná nepatrná prímes aleuritických zŕn kremeňa, na čo poukazuje aj malé množstvo nerozpusteného zvyšku (3,27 % — 2,65 %).

Potom nasledujú titónske hnedosivé doskovité vápence s bielosivou patinou, ktoré prechádzajú do nadložných svetlosivých doskovitých vápencov. Prvé obsahujú (Kullmanová 1959) v značnom množstve *Calpionella alpina* Lorenz, menej *Calpionella eliptica* Cadisch, v druhých je hojnejšia *Calpionella eliptica*, menej *Calpionella alpina*, ojedinele *Tintinopsella carpatica* Filipescu — Murgeanu.

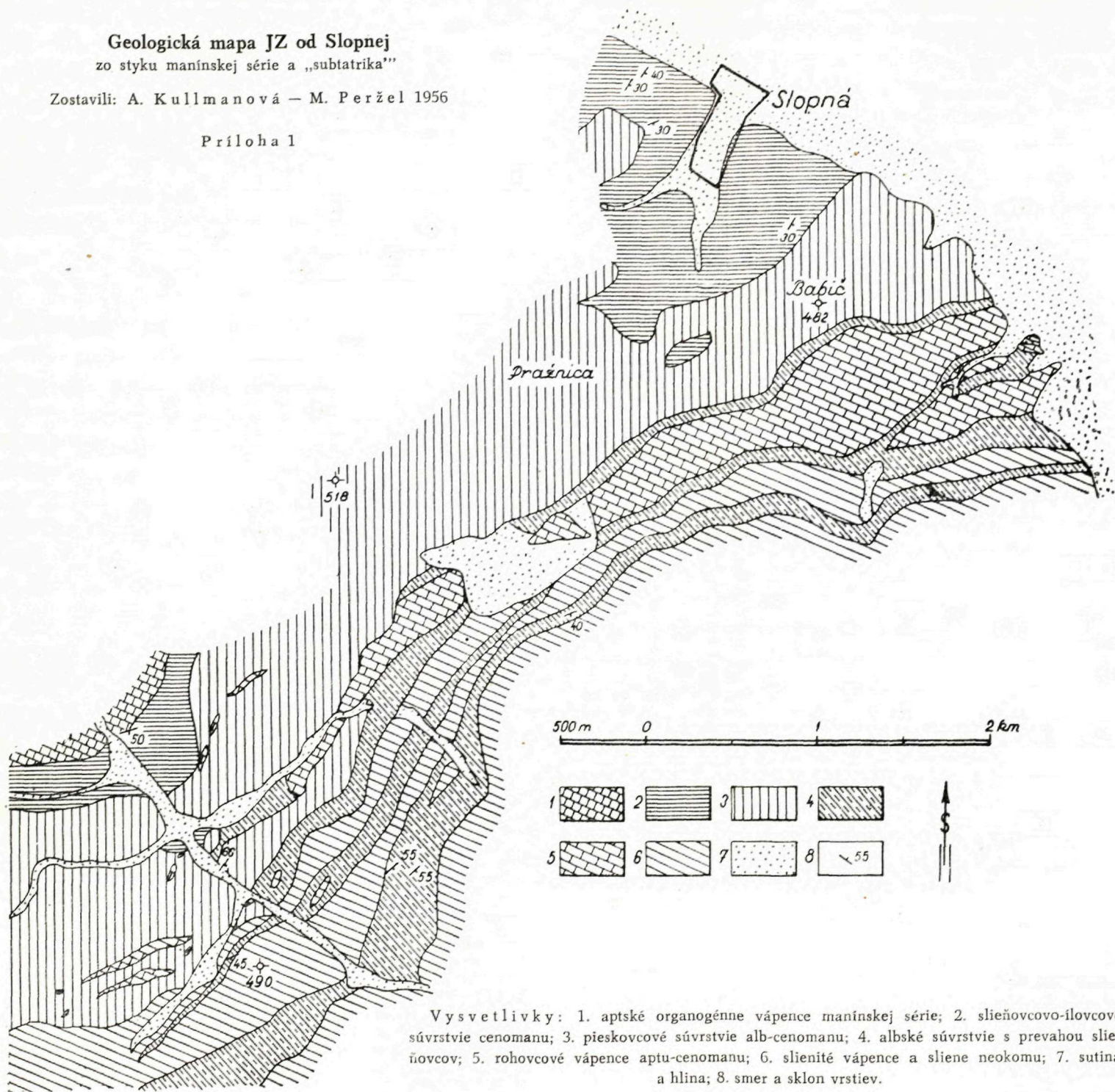
Vyššie polohy doskovitých celistvých vápencov s výraznou bielosivou patinou obsahujú hluzy čiernych rohovcov, pre ktoré je príznačná tintinopselová mikrofácia, pričom titónske kalpionely ustupujú do pozadia; ide o berias. Spodnejšiu časť neokomu totiž charakterizuje nanokonová mikrofácia, ktorá sa objavuje v nadloží tintinopselovej mikrofácie. Vyším členom sú sivé celistvé, vo vrchných polohách jemnokryštalické doskovité vápence s bielosivou patinou. Mikroskopicky majú kalovo-detritickú až detriticko-organogénnu štruktúru. V mikrokryštalickej základnej hmote sú články echinodermát, prierezy textulárií a ostne ježoviek; klastické súčiastky, drobné zrnká kremeňa (nerozpustný zvyšok 5,09 %); nájde sa i glaukonit. Prítomnosť druhu *Calpionella darderi* (Colom) poukazuje na valanž.

Najvyšším členom vápencovej série sú masívne šedé, miestami tmavošedé jemnozrné i celistvé vápence, poprerastané hluzami čiernych rohovcov organo-detritickej štruktúry s prierezmi orbitolín, globigerín, textulárií, článkami echino-

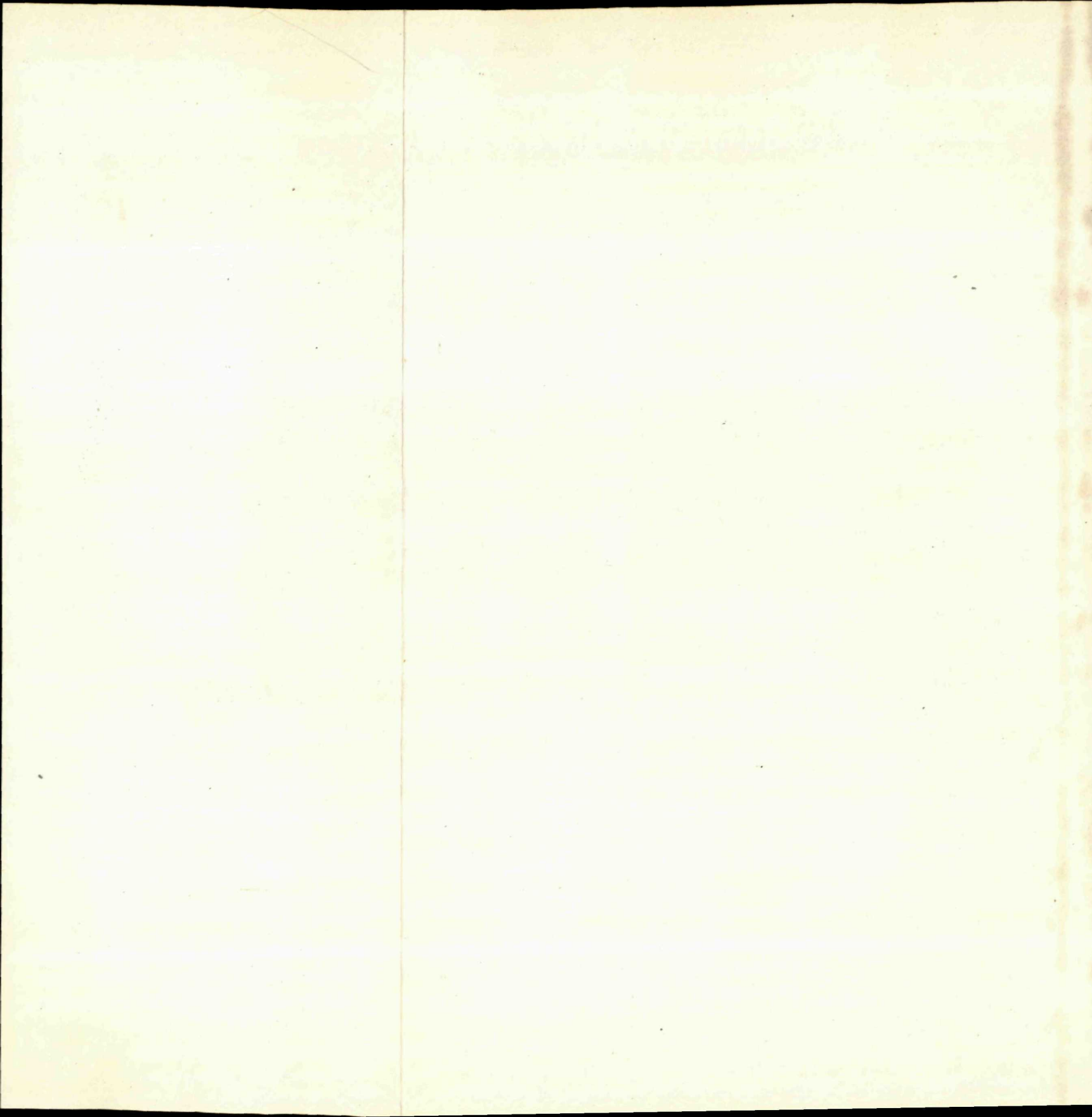
Geologická mapa JZ od Slopnej  
zo styku manínskej série a „subtatrika”

Zostavili: A. Kullmanová — M. Peržel 1956

Príloha 1



Vysvetlivky: 1. aptské organogénne vápence manínskej série; 2. slieňovcovo-illovcové súvrstvie cenomanu; 3. pieskovcové súvrstvie alb-cenomanu; 4. albské súvrstvie s prevahou slieňovcov; 5. rohovcové vápence aptu-cenomanu; 6. slienité vápence a sliene neokomu; 7. sutina; 8. smer a sklon vrstiev.





dermát, úlomkami schránok mlžov a machoviek. Obsahujú klastické zrnká kremeňa, často aj autigénny glaukonit. Zatiaľ sa v nich našli len zle zachované belemnity. Na vrchu Dubovec pri kóte v jemnozrnných až celistvých tmavosivých vápencoch s modrosivou patinou sa našli spodnoaptské belemnity, ktoré Krymgoľc určil ako: *Neohibolites uhligi* Schwetz, *Mesohibolites cf. uhligi* Schwetz, *Mesohibolites cf. minareticus* Krimh., *Mesohibolites cf. elegans* Schwetz, *Douvalia cf. grasiána* Douval — Jouver. Z amonitov určil Eristavi: *Crioceratites ex gr. zitteli* Kil., *Kingena* sp. ind. Otázny zostáva vzťah tohto aptského súvrstvia k spodnejším členom. I keď hiát v podloží aptských vápencov nie je preukázaný, je pravdepodobný. Čiastočne detritický ráz spodnoneokomských vápencov mohol by naznačovať ich regresívny charakter.

Najvyšším členom manínskej série na hrebeni Dubovca je súvrstvie sivých slieňitých bridlíc s vložkami vápnitých pieskovcov. Mikrofauna zo vzoriek v bezprostrednom nadloží aptu má spodnocenomanský ráz (určila V. Kantorová): *Thalmaninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora reicheli* Mornod, *Clavulina gaultina*, *Globigerina infracretacea* Glaessner. V nadloží aptských vápencov pri Dobrej vystupuje pestré súvrstvie sivých i červenkastých globotrunkánových slieňov s jemným lupienkovitým rozpadom. Mikrofauna určená Kantorovou poukazuje na spodnocenomanský vek. Vo vzorkách zo sondy č. 29 nad lomom sa našli: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Glomospira gordialis* (Jones — Parker), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Epistomina cf. dainae* Mjatljuk, *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Gyroidina infracretacea* (d'Orbigny), *Ticinella gaultina* Morozova, *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (Reuss), *Anomalina complanata* Reuss. V inej vzorke z cesty powyše lomu sa našli: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Globigerina ultramicra* Subbotina, *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora reicheli* Mornod, *Anomalina (Gavelinella) intermedia* Berthelin, *Anomalina complanata* Reuss.

2. *Profil severne od Trenčianskych Teplíc.* V severnej časti antiklinály na strmom svahu nad traťou elektrickej železnice je odkrytý profil súvrstvím liasu až neokomu.

Vrchný lias a najspodnejší doger zastupujú sivé masívne, do hnedá zvetrávajúce jemnozrnné piesčito-krinoidové vápence s hluzami a šošovkami sivohnedých rohovcov. Mikroskopicky sú organodetritickej štruktúry. Z organizmov prevládajú články echinodermát, zriedkavejšie sú foraminifery. Piesčitú prímes tvorí ostrohranný kremeň, živce postihnuté sericitizáciou a úlomky mikrokryštalického vápenca. Rohovce mikroskopicky sú tvorené ihlicami húb, vyplnených chalcedónom, zriedkavejšie silicifikovanými článkami echinodermát. Kvantitatívnou chemickou analýzou Šaturová zistila tieto komponenty:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	65,62 %	Na <sub>2</sub> O . . . . .	stopy
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,15 %	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,25 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,78 %	+ H <sub>2</sub> O . . . . .	0,21 %
MnO . . . . .	0,02 %	- H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> . . . . .	12,39 %
MgO . . . . .	1,14 %	SO <sub>3</sub> . . . . .	0,16 %
CaO . . . . .	15,62 %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,01 %

V nadloží opísaného súvrstvia uprostred tmavosivých i hnedastých ílovcov a slieňovcov ležia tmavosivé až čierne silicity, striedajúce sa so sivými jemnozrnými kremitými vápencami, preplnenými rohovcami. Ílovce majú lupienkovitý rozpad, na plochách bridličnatosti jemné šupinky muskovitu. Pomer vápencov a silicitov je 1:1. Mikroskopicky v silicitoch i vo vápencoch prevládajú ihlice húb; ide o spongolity, prípadne spongiové vápence. Hrúbka súvrstvia je 6 m. Vo vrchnej časti súvrstvia prevládajú silicity i kremité vápence sivohnedé, miestami s červenkastým nádychom. Slieňovce tvoria len 1–2 cm hrubé preplástky.

Nad silicitmi je 130 cm hrubá poloha sýtočervených hluznatých vápencov s amonitom *Perisphinctes* cf. *cristatus* Klebelsberg oxfordského veku (určil Pevný), prechádzajúca do ružových, žltkastých celistvých vápencov s radioláριοvo-globochétovou mikrofáciou hrúbky 2 m. Vo vrchnejších polohách sú svetloružové vápence nevýrazné, mikroskopicky majú globochétovo-saccocomovú mikrofáciu, Ich hrúbka je 1,30–1,50 m.

Vyšším členom profilu sú hnedosivé doskovité vápence s bielosivou patinou a kalpionelovou mikrofáciou. Spodnejšie polohy obsahujú hojne *Calpionella alpina* Lorenz, menej *Calpionella eliptica* Cadisch, zriedkavo *Globochaete alpina*; vo vrchnejších polohách je najhojnejšia *Calpionella eliptica*, menej *Calpionella alpina*, zriedkavá *Globochaete alpina*, ojedinelá *Tintinopsella carpatica* Murgesu – Filipescu.

V ďalšom súvrství sú sivé celistvé vápence s bielosivou patinou, prestúpené hluzami tmavých rohovcov. Mikroskopicky ustupuje v nich *Calpionella alpina eliptica* a pribúda *Tintinopsella carpatica*, na základe ktorej stratigraficky začleňujeme toto súvrstvie k spodnému valanžu.

3. Profil na vrchu Skalka v Trenčianskych Tepliciach. Vŕšok zvaný Skalka pri severnom okraji Trenčianskych Teplíc poskytuje pekný profil súvrstviem lias-neokomu, severnejšie i starších členov. Na okraji lesa spod súvrstvia sivých až tmavosivých krinoidových vápencov liasu sa vynorujú tmavosivé až čierne doskovité vápence, celistvé i jemnozrné s polohami tmavošedých a čiernych ílovitých a ílovitovápnnitých bridlic s vložkami do hrdzava zvetraných lumachelových vápencov. Ich príslušnosť k rétu (Mahl 1948) potvrdzujú i nové nálezy mlžov, určených Kochanovou ako *Chlamys valoniensis* (Defr.), *Entolium hehlii* (d'Orb).

V nadloží rétu sú tmavosivé doskovité jemnozrné vápence poprerastané tmavými rohovcami. Samotný profil Skalky začína hrubolavicovitými až masívnymi sivými piesčito-krinoidovými vápencami, poprerastanými nepravidelne rozloženými

hľuzami tmavých rohovcov. Vo vrchnejších polohách vápencov sa našli mlže v niekoľkých polohách. Kochanová (1958) určila: *Oxytoma münsteri* (Goldf.), *Gervilea* cf. *mytilopsis* Cossm., *Chlamys* aff. *humberti* (Dumort), *Chlamys* sp., *Chlamys textoria* (Schloth.), *Chlamys* cf. *philenor* (Oppel), *Chlamys palaemom* (d'Orb.), *Chlamys (Aequipecten)*, *priscus* (Schloth.), *Entolium disciformis* (Schübl.), *Lima (Limea)* sp., *Liostrea* cf. *sportella* (Dum.), *Lio-gryphea* sp., *Myoconcha* sp. Určená fauna poukazuje ešte na dommer.

Vyššie členy dogeru predstavujú len málo metrov hrubé súvrstvie sivohnedých lavicovitých, celistvých kremitých vápencov a spongolitov s tenkými prepláškami tmavých bridlíc. Mikroskopicky silicity majú organodetritickú štruktúru s množstvom silicifikovaných ihlič húb, vyplnených radiálne lúčovitým chalcedónom. Ich základná mikrokryštalická kremičitá hmota je znečistená klenčkami uhličitanu a kalcitickými žilkami. Hrúbka 3–4 m.

Malm zastupujú ružové celistvé vápence s hustou sieťou kalcitických žiliek kalovo-organogénnej štruktúry s charakteristickou saccocomovou mikrofáciou, so zriedkavejšími prierezmi amonitov, aptychov a drobných foraminifer. Hrúbka ca 2 m.

Ďalšie sú titónske doskovité celistvé vápence s bielosivou patinou, kalovo-organogénnej štruktúry. Spodnejšiu časť charakterizujú kalpionely: *Calpionella alpina* Lorenz a *Calpionella elliptica* Cadisch, zriedkavejšie *Globochaete alpina* Lombard; vrchnejšiu beriasku časť — *Tintinopsella carpatica* Murgéanu — Filipescu. Hrúbka 6–8 m.

Vyšším členom profilu sú sivé doskovité celistvé vápence neokomu sivej až bielosivej patiny, ojedinele s hľuzami tmavosivých rohovcov, v niektorých polohách slienitejšie. Ich vyššie časti charakterizuje globochétovo-nannoconová mikrofácia. Príznačné pre ne sú, i keď v podradnejšom množstve, zrníčka klastického kremeňa. Podľa kvantitatívnej chemickej analýzy z hľúz rohovcov vyhotovenej M. Služaničom obsahujú tieto komponenty:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	42,46 %	CaO . . . . .	29,55 %
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,03 %	Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,35 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,00 %	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,45 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,96 %	+ H <sub>2</sub> O . . . . .	0,21 %
MnO . . . . .	0,06 %	– H <sub>2</sub> O + (CO <sub>2</sub> ) . . . . .	22,76 %
MgO . . . . .	0,59 %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	stopy

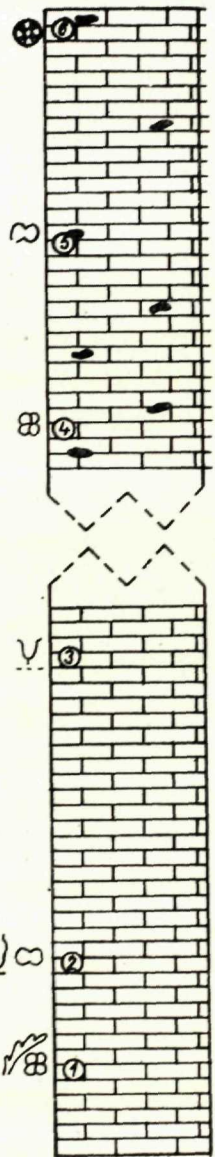
Nadložné bridličnatopieskovcové súvrstvie obsahuje vrchnoalbskú mikrofaunu. Podľa určenia Kantorovej v spodnejších polohách sa našli: *Globigerina cretacea* d'Orb., *Marsonella oxycona* (Reuss), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Anomalina complanata* Reuss.

Je príznačné, že v južnom pruhu manínskej série (pri Trenčianskych Tepliciach) nevystupujú aptské vápence. Zdá sa, že ide o zjav dosť zákonitý. Nestretávame sa totiž s nimi nikde vo vnútornom pruhu tejto série (teda ani v priestore Petrova

*bimeridž titon berias sp. neokom*  
*tombaridiqva kalpionelova tintinopselova foraminiferova globochelova nanuocoma*  
*mikrofacia mikrofacia*

0  
1  
2  
m

Profil vrchným malmom spodným neokomom manínskej série  
 Lokalita: Trenč. Teplice (Skalka)



sivé celistvé vápence

KP tmavšie sivé celistvé doskovité vápence


























Vap P svetlosivé celistvé vápence

Vap šedé celistvé vápence

sivohnedé celistvé vápence (s ružovým nádychom)











masívne pleťovoružové vápence

Označenie organických zvyškov  
(Vysvetlivky k profilom)

	radiolárie		amonity (a nautiloidy)
	foraminifery		aptychy
	<i>Calpionella alpina</i>		belemnity
	<i>Tintinopsella carpatica</i>		ostrakódy („ostrakódový“ typ schránok)
	<i>Calpionella elliptica</i>		globigeriny
	ihlice húb (a huby)		<i>Calpionellites darderi</i>
	krinoidové články		globochéty
	ostne ježoviek (a ježovky)		nannoconus
	machovky ( <i>Bryozoa</i> )		saccocoma
	brachiopódy		kalcisfery
	gastropódy		„Myriotrochus“
	lamelibranchiáty		orbitolíny
			vlákna rias (Filaments d'Algues)

Relatívne zastúpenie je dané poradím značiek. Hojný výskyt je zvýraznený hrubým podčiarknutím, častý výskyt jemným podčiarknutím, zriedkavý a ojedinelý bez podčiarknutia.

Vysvetlivky k litologickým profilom:

1		6	
2		7	
3		8	
4		9	
5		10	

1 – vápence; 2 – silicity (kremité horniny chemické a organogénne); 3 – mikroklastický (gravelový) vápenc; 4 – piesčitý krinoidový vápenc; 5 – hľuznaté vápence; 6 – nevýrazné hľuznaté vápence; 7 – radiolarity; 8 – spongolity; 9 – kremitý vápenc (SiO<sub>2</sub> rozptýlený vo vode); 10 rohovcový vápenc.

Lehota — Pečovka). Všade však sú známe v pruhu vonkajšom (Trenčianska Teplá — Opatová — Soblahov — Mníchova Lehota), čo by sa azda dalo chápať ako vzťah k susednej krížňanskej sérii.

### Z á v e r

Spresnenie stratigrafie troch opísaných profilov manínskej série prináša podstatné zmeny hlavne v stratigrafickom zaradení jurských členov. Súvrstvie krinoidových vápencov prvé zaraďované k liasu (Andrusov 1930, 1959; Mahel 1948) zaberá i značnú časť dogeru. Tým pochopiteľne posunuje sa i stratigrafické zaradenie nadložných súvrství. Zvlášť kritický sa treba dívať na dogerský vek červených hluznatých vápencov, z ktorých Róth v. Telegdi (1917) a Andrusov (1945) uvádzajú dogerskú faunu. Amonit *Perisphinctes cf. cristatus* Klebelsberg z červených hluznatých vápencov severne od Trenčianskych Teplíc poukazuje však na malmský — oxfordský vek tohto súvrstvia. V snahe objasniť tento rozpor v stratigrafickom zaradení červených a ružových vápencov študovala A. Kullmanová podrobnejšie jurské súvrstvie v profiloch Butkova. Charakteristiku týchto profilov podáva na inom mieste (Kullmanová 1960). I tu amonity, nájdené Kullmanovou a Viskupom, odpovedajú oxfordu a kimeridžu. Preto je viac než pravdepodobné, že červené hluznaté vápence manínskej série odpovedajú malmu.

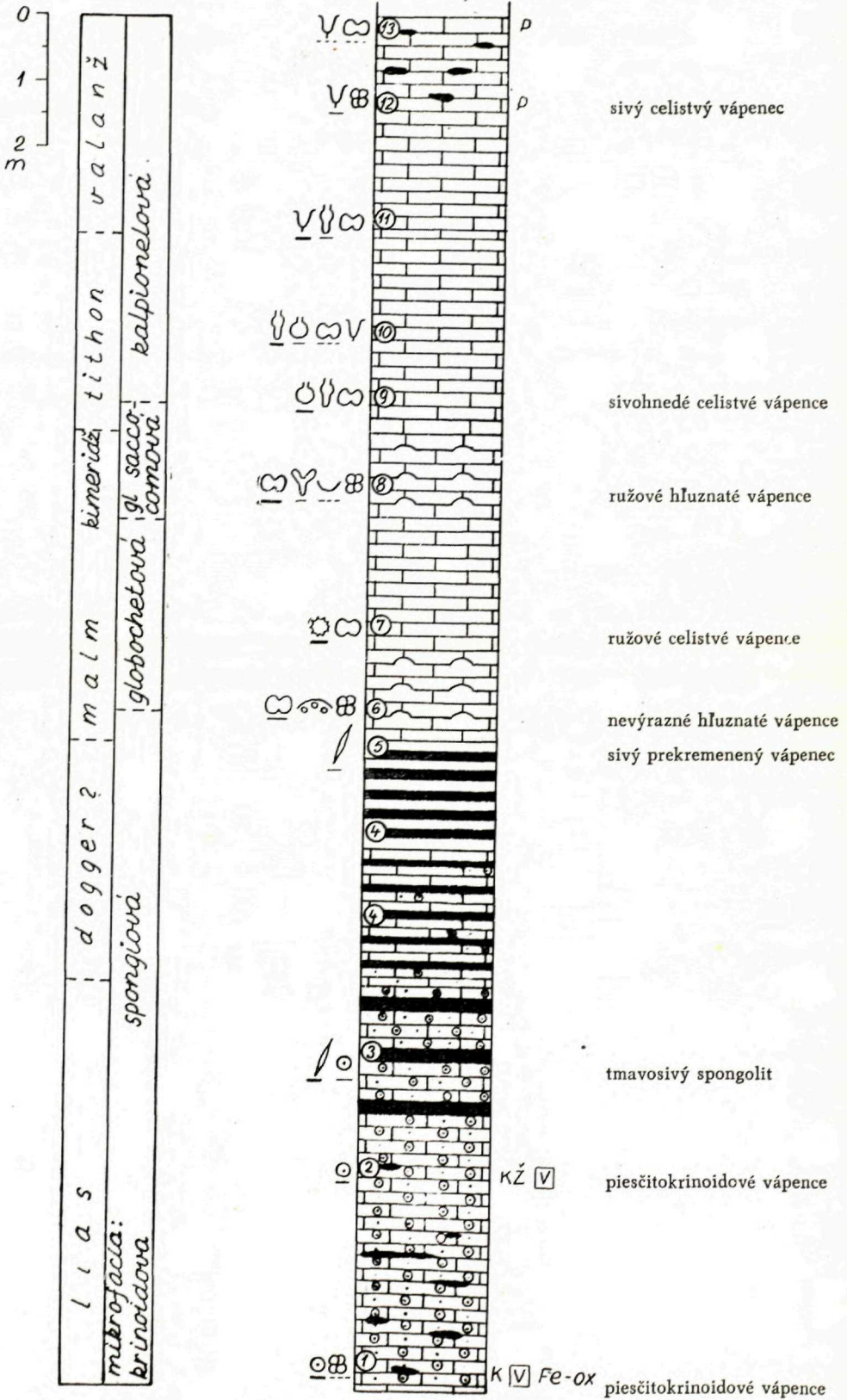
### Vzťah „subtatrika“ k manínskej jednotke

Rozmedzie dvoch tektonických stykov medzi centrálnokarpatským pásmom a bradlovým pásmom, ktoré vytvára manínske pásmo, bolo stredom pozornosti už dávnejšie. Uhlig (1903) sa domnieval, že ide i o rozmedzie dvoch osobitných strednokriedových pásiem. Kulcsár (1917) zastával názor o rovnakom vývine strednej kriedy z oboch strán butkovského pásma. Neskôr Andrusov (1938) prekladá tektonické rozmedzie východne od manínskeho pásma, pri východnom okraji pruhu pieskovcov, ktoré analogicky s vývinom orlovských pieskovcov obsahujúcich *Exogyra columba* zaraďuje do cenomanu. Ich styk často priamo s neokomom pri zapadaní pieskovcového súvrstvia pod neokom viedol ho k názoru o existencii tektonickej línie prvého radu, línie styku paraautochtónnej jednotky manínskej série a čelných členov neokomu rozsiahleho krížňanskeho príkrovu. Tieto názory zastáva vlastne až doteraz (Andrusov — Scheibner 1959). Kritický prístup k príkrovovej koncepcii viedol jedného z nás k potrebe prehodnotenia tohto názoru (Mahel 1955), podmieneného i pochybnosťou, či ide vôbec o styk cenoman — neokom, t. j. bez albu. Obdobné pieskovce v hrubých masách sa totiž zistili i v albe zliechovskej série neďaleko od predpokladaného čela príkrovu (napr. v priestore Hornej Poruby).

Lokalita: severne od Trenč. Teplic

Profil liasom — spodným neokomom  
manínskej série

(Vysvetlivky pozri str. 77)



Received of the Treasurer of the State of New York

the sum of

Five hundred

and no/100

dollars

for

Interest

on

the sum of

Five hundred



Už prvé výsledky mikropaleontologických rozborov ukázali, že časť pieskovcov doteraz zaradovaných k cenomanu, patrí albu a naopak, značná časť bridličnatého súvrstvia tzv. sférosideritových vrstiev je cenomanská. Preto riešenie vzťahu cenoman — neokom, a tým i posúdenie existencie tektonickej línie prvého radu za takeého stavu si vyžiadalo podrobný výskum podopretý mikropaleontologickými rozborami. Geologická mapa (príl 1), vyhotovená Kullmanovou a Peršelom v spolupráci s mikropaleontológmi (Kantorová, Salaj) potvrdila Mahelov predpoklad. Medzi pieskovcovým súvrstvom a neokomom je totiž často bridličnaté, prípadne bridličnato-pieskovcové súvrstvie albu, vápence vrchného aptu, prípadne spodného albu. Samotné pieskovce patria tiež sčasti albu. V rade profilov je plynulý stratigrafický sled medzi neokomom a cenomanom. Pravda, tektonický styk lokálneho charakteru je miestami celkom pochopiteľný, ba neprekvapil by ani väčší stratigrafický hiát. Nové poznatky totiž poukazujú na existenciu hiátov v manínskej i v krížňanskej sérii. Už prvšie bol známy stratigrafický hiát v nadloží urgónskych vápencov vrásky Butkova (Andrusov 1945, 1959). Miestami, napr. na vrchu Dubovec pri Trenčianskej Teplej i nad lomom Dobrej, priamo na aptských vápencoch leží dokonca cenoman; niektoré časti manínskej série počas albu zrejme neboli priestorom intenzívnej sedimentácie. Na druhej strane prekvapuje, že práve pri predpokladanej presunovej línii prvého radu, pri osade Malenica — dvor krížňanská séria má neprerušovaný vrstevný sled: vrchný apt — spodný až stredný alb. V podloží predpokladanej línie vystupujú totiž tmavosivé jemnozrnné vápence klasticko-organogénnej štruktúry, prestúpené hľuzami tmavých rohovcov. Fauna belemnitov, ktorú určil Krymgolc, poukazuje na vrchný apt až spodný alb (*Neohibolites cf. wohlemani* Stoll, *Neohibolites stromberki* Müller). V nadloží týchto vápencov nie sú pieskovce, ale šedé vápnité bridlice s mikrofaunou albu: *Lagena apiculata neocomiana* Bart — Brand, *Anomalina (Gavellinella) ammonoides* Reuss, *Anomalina complanata* Reuss, *Anomalina djaffarovi Globigerina cf. ulatramiera* Subbotina, *Hedbergella trocoidea* Gandolfi). Proti príkrovovému charakteru svedčí i samotný tektonický štýl neokomu cenomanských súvrství medzi Butkovom a Rohatou Skalou, pekne odkrytý v záreze hradskej.

Z profilu i z geologickej mapy vidieť, že cenoman vystupuje i uprostred súvrství Andrusovom pričleňovaných ku krížňanskej sérii. Súvrstvia neokom — cenoman sú zvrásnené do radu (3—4) antiklinál a synklinál, vo východnej časti viac-menej vztýčených k západu, prevrátených na antiklinálu Butkova.

Uprostred pieskovcového súvrstvia vystupujú tmavosivé jemnozrnné vápence prestúpené hľuzami rohovcov detritickej, prípadne organogénno-detritickej štruktúry s hojnými klastickými zrnami drobnokryštalického vápencu s kremíťmi zrnami a s hojným glaukonitom. Z organických zvyškov sú časté prierezy globigerín a úlomky ihlic húb, zriedkavejšie radiolárie. Andrusov (1959) ich považuje za príkrovové kryhy krížňanskej série v nadloží pieskovcov manínskej série. Vápen-

ce sú však hlboko zavrásnené uprostred pieskocov. V profile hradskej Beluša—Mojtín vynorujú sa z nadložia i z podložia pieskocového komplexu i neokomské sliene. Je preto logickejšie považovať za zavrásnené útržky tohto podložia i rohovcové vápence i neokom krížňanského vývinu pri Hornej Moštenici, a azda i tzv. kostelecké a klapské bradlá. Nie je vylúčené, že jemnozrnné vápence sú dokonca vložkami uprostred pieskocového súvrstvia obdobne ako rohovcové vápence v albe belanskej série.

Z toho teda vyplýva, že na buľkovskom úseku *Andrusov* m predpokladaná tektonická línia prvého radu nie je ničím preukázaná. Nové poznatky naopak vyvracajú platnosť doterajších názorov, o ktoré sa tento predpoklad opieral. To pravda neznamena, žeby pomer tzv. subtatranských sérií k manínskej mal byť všade normálny. V JZ časti Strážovskej hornatiny v priestore Trenčianske Teplice—Peťovka—Mníchova Lehota krížňanská séria leží výrazne tektonicky na manínskej. Násun je zrejmy najmenej na 5 km (*MaheI* 1948b). Pozoruhodný je pritom nedostatok aptských vápencov manínskej série vo vnútornej časti a určité faciálne priblíženie ku krížňanskej sérii v porovnaní s vývinom vonkajšieho pruhu série (Trenčianska Teplá—Soblahov).

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] *Andrusov D.*, 1930: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v západných Karpátoch I—II. Rozpravy Stát. geolog. ústav VI, Praha. — [2] *Andrusov D.*, 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v západných Karpátoch III. Tektonika. Rozpravy Stát. geolog. ústavu IX, Praha. — [3] *Andrusov D.*, 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpátoch. IV—V. Práce Stát. geol. úst. 13, Bratislava. — [4] *Andrusov D.*, 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [5] *Andrusov D.* — *Scheibner E.*, 1959: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSR v merítke 1:200 000. List Žilina. Bradlové pásmo. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [6] *Kulcsar K.*, 1917: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hegyesmojtény und Barossháza. Jahresbericht der Ungar. geolog. Reichsanstalt. Budapest. — [7] *Kullmanová A.*, 1959: Sedimentárno-petrografický výskum mez. Inovca a Strážovskej hornatiny. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] *Kullmanová A.*, 1960: Sedimentárno-petrografický výskum jurských a kriedových sedimentárnych hornín vo Veľkej Fatre, Strážovskej hornatine a Žiaru. Rukopis Geofond, Bratislava. — [9] *MaheI M.*, 1948a: Geológia okolia Trenčianskych Teplic. Práce Stát. geol. ústavu 17, Bratislava. — [10] *MaheI M.*, 1948b: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce Stát. geol. ústavu 18, Bratislava. — [11] *MaheI M.*, 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geologické práce, Zprávy 3. — [12] *Matějka Al.*, 1932: Příspěvek ku geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věstník Stát. geol. úst. IX, Praha. — [13] *Roth — Telegdi K.*, 1917: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ilava und Bad Bellus. Jahresbericht der Ungar. geolog. Reichsanstalt. Budapest. — [14] *Uhlig V.*, 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig.

М. С. ЭРИСТАВИ

## НЕКОТОРЫЕ НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ГОЛОВОНОГИЕ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КАРПАТ

(Табл. I—V, немецкое резюме)

### Введение

В геологическом строении Западных Карпат довольно большую роль играют нижнемеловые отложения. В Великой и Малой Фатрах и в Стражовских горах осадки нижнего мела широко распространены, известны они также в Хочских горах, Гуменских горах, Низких, Высоких и Липтовских Татрах.

В западных Карпатах нижний мел представлен обычно мергелями, гораздо реже встречаются органогенные известняки. Эти отложения фауной не богаты, и стратиграфия их еще не вполне изучена. Сравнительная редкость фауны, большей частью очень плохой сохранности, пестрота и изменчивость фаций, сложная тектоника районов распространения нижнего мела — все это затрудняет выяснение стратиграфии нижнего мела Западных Карпат.

Для обоснования стратиграфии необходимо палеонтологическое обоснование; однако, после классических трудов В. У л г а по нижнемеловой фауне Западных Карпат почти ничего не было опубликовано. В данной работе я пытаюсь дать хотя и очень неполное палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений некоторых районов Западных Карпат.

Материалом для настоящей работы послужила коллекция нижнемеловой фауны, собранная в 1958—1959 г. доктором М. Магелем и его сотрудниками. Эту очень ценную коллекцию доктор Магель передал для обработки мне, за что выражаю ему глубокую благодарность.

Коллекция доктора Магеля собрана в основном из Крижнянской и Западно-словацкой серий в Великой Фатре и Стражовских горах; несколько экземпляров взяты в Малой Фатре из той же серии. Несколько экземпляров найдено в Гуменских горах.

Сохранность фауны чаще всего неудовлетворительная, лишь часть лучше сохранившихся экземпляров удалось определить до вида; однако, в определении описанных экземпляров можно быть уверенным.

В данной работе описаны неокомские цефалоподы из коллекции доктора Магеля.

Семейство *Phylloceratidae* Zittel

Род *Phylloceras* Suess

*Phylloceras tethys* d'Orb.

1840. *Ammonites tethys* d'Orbigny, p. 174, pl. 53, fig. 7—9.

К этому виду я отношу одно сплющенное внутреннее ядро. Обороты очень объемлющие, высокие, довольно быстро нарастающие, пупок очень узкий. Скульптура состоит из многочисленных тонких ребер; ребра начинаются на середине боковых сторон, где они наклонены назад, затем изгибаются и на внешней части боков направлены радиально.

Лопастная линия различима; наружное седло и I-ая боковая лопасть двухветвистые.

Этот вид очень близок к *Phylloceras morelli* d'Orb. и *Ph. velledae* Mich., отличаюсь от них лишь характером изгиба ребер и двухветвистыми наружными, седлом и I-ой боковой лопастью.

*Местонахождение:* Малая Фатра, ущелье р. Орава Крижняянская серия.

*Распространение:* с валанжина до баррема включительно в средиземноморской области.

Семейство *Lytoceratidae* Zittel

Род *Lytoceras* Suess

*Lytoceras* cf. *honorati* d'Orb.

Табл. I, фиг. 1.

1840. *Ammonites Honnoratianus* d'Orbigny, p. 124, pl. 37.

1865. *Ammonites municipale* Oppel S. 551, Taf. XIII.

1868. *Lytoceras municipale* Zittel, S. 73, Taf. 8 Fig. 1—5.

1893. *Lytoceras Honnorati* Ретовский, стр. 31, табл. I, фиг. 7.

1933. *Lytoceras Honnorati* Кулжинская-Воронец, стр. 19, рис. 25—27.

$D = 35$  мм (1,00);  $B = 11,5$  мм (0,33);  $T = ?$ ;  $d = 16$  мм (0,4)\*)

Форма сильно эволютивная с низкими, сравнительно медленно нарастающими оборотами и широким пупком. Скульптура очень плохо сохранилась, заметны лишь единичные, довольно сильные, прямые ребра. Лопастная линия очень плохо различима.

Несмотря на плохую сохранность экземпляра, форма раковины и наличие редких, прямых сильных ребер позволяет отнести его к *Lytoceras honorati* d'Orb.

*Местонахождение:* Страховские горы, Крижняянская серия.

*Распространение:* от верхнего титона до баррема включительно. Карпаты, Ю.—В. Франция, Крым.

\*)  $D$  — диаметр раковины,  $B$  — высота оборота,  $T$  — толщина оборота,  $d$  — диаметр пупка.

Семейство Hamitidae Hyatt  
Род Hamulina d'Orbigny  
*Hamulina cf. davidsoni* Coq.

Табл. I, фиг. 2.

1878. *Hamulina Davidsoni* Matheron, pl. c-18.  
1883. *Hamulina Lorioli* Uhlig, S. 212, Taf. XII, Fig. 2—5.  
1902. *Hamulina Davidsoni* Sarasin et Schöndelmayer, p. 163, pl. XXII, f. 1—3.

Длинный, но довольно тонкий обломок восходящей ветви. Нарастание раковины медленное. Скульптура довольно хорошо сохранилась; ребра прямые, резкие, очень тонкие, довольно сильно наклоненные вперед.

Этот вид похож на *Hamulina subcylindrica* d'Orb., но отличается от последнего резче обрисованными ребрами, хорошо выраженными на всей восходящей ветви, а не только у крюка, как у вида д'Орбиньи, а также присутствием раздвоенных ребер на крюке. На карпатском экземпляре ребра на восходящей ветви тонкие, что и позволяет отнести его к *Hamulina davidsoni*.

Местонахождение: Великая Фатра, Кечки, Великофатранская серия.

Распространение: баррем Карпат, Швейцарии и Франции.

Род *Ptychoceras* d'Orbigny  
*Ptychoceras meyrati* Oost.

1860. *Ptychoceras Meyrati* Ooster, p. 82, pl. LIX, fig. 1—4.  
1898. *Ptychoceras inornatum* Simionescu, p. 66, pl. II, fig. 5—6.  
1902. *Ptychoceras Meyrati* Sarasin et Schöndelmayer, p. 173, pl. XXV, f. 1—2.  
1907. *Ptychoceras Meirati* Каракаш, стр. 155, табл. IV, рис. 5; табл. XXV, рис. 7.  
1938. *Ptychoceras Meirati* Рухадзе, стр. 138, табл. I, рис. 4.

В коллекции доктора Магеля имеется неполный, но довольно хорошо сохранившийся экземпляр, несомненно принадлежащий к этому виду. Сохранились части обеих ветвей и соединяющий их крюк. Нарастание ветвей очень медленное, диаметр восходящей ветви немного меньше диаметра нисходящей. Никаких следов скульптуры не заметно. Лопастная линия различима; сифональная лопасть чуть длинее I-ой боковой; I-ая боковая лопасть трехветвистая, наружное седло раздвоенное. Подобная лопастная линия характерна для этого вида.

На *Ptychoceras meyrati* похожи *Pt. morloti* Oost. и *Pt. puzosianum* d'Orb., но у первого из них отмечается скульптура, состоящая из очень тонких ребер, а у второго нарастание нисходящей ветви более быстрое.

Местонахождение: Малая Фатра, ущелье р. Орава.

Распространение: баррем Карпат, Швейцарии, Франции и Крыма; баррем и нижний апт Грузии.

Семейство *Haploceratidae* Zittel

Род *Haploceras* Zittel

*Haploceras* cf. *grassi* d'Orb.

1840. *Ammonites grassianus* d'Orbigny, p. 141, pl. 44, fig. 1.

1867. *Ammonites grassianus* Pictet, p. 74, tab. 13, fig. 1.

Д = 37 мм (1,00); В = 185 мм (0,59); Т = ?; д = 9,5 мм (0,26).

Два внутренних ядра с высокими, быстро нарастающими оборотами и умеренно узким пупком. Сечение оборотов изменено деформацией, но все же заметно, что боковые стороны первоначально были уплощены, а сифональная — округлена. Скульптура не сохранилась. Лопастная линия различима, ее элементы похожи на известные в литературе линии *Haploceras*.

*Местонахождение*: Злиехов, Стражовское погорье, Крижнянская серия; Гуменские горы — Западокарпатская серия, валанжин.

*Распространение*: валанжин, готерив и баррем средиземноморской области.

Семейство *Olcostephanidae* Naug

Род *Spiticeras* Uhlig

*Spiticeras* cf. *subguttatum* Dj.

Табл. I, фиг. 3.

1922. *Spiticeras subguttatum* Djanelidze, p. 141, pl. XII, 1. 3; pl. XIII, f. 2.

Сильно деформированный экземпляр с хорошо сохранившейся скульптурой. Обороты медленно нарастающие, пупок занимает около  $\frac{1}{3}$  диаметра раковины. Скульптура состоит из сильных умбональных утолщений, от которых отходит по 3—4 слегка изогнутых ребра, между двумя пучками ребер расположено по 2—3 промежуточных ребра, почти доходящих до пупка.

Этот вид очень близок к *Spiticeras guttatum* Str. и отличается от него лишь большим количеством ребер. У *Sp. moyspari* Uhlig пупок шире, а нарастание оборотов более медленное.

*Местонахождение*: Гуменские горы, Бреков — Западокарпатская серия, нижний валанжин.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции.

*Spiticeras* cf. *tenuicostatum* Dj.

1922. *Spiticeras tenuicostatum* Djanelidze, p. 158, pl. VII, f. 4, 5.

Д = 40 мм (1,00); В = 16 мм (0,4); Т = ?; д = 12,5 мм (0,31).

Отпечаток внутреннего ядра с довольно высокими оборотами и хорошо сохранившейся скульптурой; около пупка расположено 16 умбональных бу-

горков, от которых отходят пучки по 3—4 очень тонких ребра, слегка наклоненных вперед и б. ч. раздваивающихся по середине боков.

Скульптура дает возможность отнести этот вид к *Spiticerus tenuicostatus* D j.; на последний очень похожи *Sp. polytrotychum* Uhl. и *Sp. kiliani* D j.; первый из них отличается редким раздвоением ребер, а у второго скульптура и внутренние обороты не отличимы от *Sp. tenuicostatus*, но на взрослой стадии скульптура иная.

*Местонахождение*: Гуменские горы, Бреков — Западокарпатская серия, нижний валанжин.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции.

*Spiticerus correardi* Kil.

Табл. I, фиг. 4.

1910. *Spiticerus correardi* Kilian, Unterkreide, S. 180.

1922. *Spiticerus correardi* Djanelidze, p. 160, pl. XVIII, f. 3.

Д = 33 мм (1,00); В = 14 мм (0,42); Т = 12 мм (0,36); д = 13 мм (0,39).

Маленький и сильно деформированный экземпляр. Обороты высокие и довольно быстро нарастающие; сечение оборотов сильно изменено деформацией. Обороты покрывают более  $\frac{1}{2}$  предыдущих. Широкий пупок ограничен округленной стенкой. Скульптура состоит из 23—25 умбональных бугорков, от которых отходит по 2 тонких ребра, некоторые из которых раздваиваются. Этот характер скульптуры и позволяет отличить этот вид от других видов группы *Spiticerus polytrotychum* Uhl.

*Местонахождение*: Гуменские горы, Бреков, нижний валанжин.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции.

*Spiticerus kiliani* D j. v. *elegans* D j.

Табл. I, фиг. 5.

1922. *Spiticerus kiliani* v. *elegans* Djanelidze, p. 174, pl. VI, fig. 5.

Д = 39 мм (1,00); В = 14 мм (0,36); Т = 11 мм (0,28); д = 13 мм (0,33).

Экземпляр сильно деформированный, и приведенные размеры искажены деформацией. Обороты медленно нарастающие, покрывающие половину предыдущего. Пупок умеренно широкий, ограниченный покатой стенкой. Скульптура очень хорошо сохранилась и состоит на последнем обороте из 21—22 умбональных бугорков, от которых отходит по 3 тонких ребра, б. ч. раздваивающихся по середине боков.

От типичной формы и других вариантов этого вида *v. elegans* отличается более тонкими ребрами.

Внутренние обороты *Spiticeras kiliani* похожи на *Sp. mirum* R et. и *Sp. proteus* R et., однако, на более взрослой стадии эти виды различаются своей скульптурой, с более резкими ребрами.

*Sp. correardi* Kil. отличается от *Sp. kiliani* v. *elegans* меньшим числом ребер.

**Местонахождение:** Гуменские горы, Бреков — Западокарпатская серия, нижний валанжин.

**Распространение:** нижний валанжин Ю.—В. Франции.

Род *Negreliceras* Djanelidze  
*Negreliceras subnegreli* Dj.

Табл. II, фиг. 1.

1922. *Negreliceras negreli* Djanelidze, p. 106, pl. VI, l. 4; pl. VII, f. 1.

Д = 75 мм (1,00); В = 26 мм (0,35); Т = ?; д = 29 мм (0,38).

Экземпляры сильно деформированы и размеры искажены. Однако, все же заметны характерные черты этого вида: медленно нарастающие обороты с максимальной толщиной у пупка и узкой закругленной сифональной стороной и широкий, ограниченный крутой стенкой, пупок.

Скульптура состоит из 22 умбональных бугорков. От каждого бугорка отходит по 3—4 ребра, а между парами пучков расположено по 2—3 ребра. Все ребра тонкие и наклоненные вперед.

У этого вида скульптура почти та же самая, что и у *Negreliceras negreli* Math., но сечение оборотов иное с наибольшей толщиной у пупка и узкой сифональной стороной; последние черты заметны и на нашем экземпляре.

**Местонахождение:** Гуменские горы, Бреков — Западокарпатская серия, нижний валанжин.

**Распространение:** нижний валанжин Ю.—В. Франции.

Род *Olcostephanus* Neumayr  
*Olcostephanus* cf. *astieri* d'Orb.

1840. *Ammonites asterianus* d'Orbigny, p. 115, pl. 28, fig. 1, 2.

1878. *Olcostephanus astieri* Bayle, pl. 58, fig. 1 (non fig. 2—3).

1892. *Olcostephanus astieri* Pavlow et Lamplugh, p. 136, pl. 17, fig. 15.

1907. *Astieria astieri* Baumberger, S. 26, textfig. 106.

1908. *Astieria astieri* Baumberger, S. 5, Taf. 29, Fig. 3; Textfig. 148.

1934. *Astieria astieri* Стефанов, стр. 209, табл. 4, фиг. 7, 8 (non фиг. 3, 5).

1943. *Astieria astieri* Цанков, стр. 184, табл. III, фиг. 1, 2.

Экземпляр хотя и деформированный, но с довольно хорошо сохранившейся скульптурой. Обороты довольно медленно нарастающие, сильно объемлющие. Скульптура состоит из довольно многочисленных тонких ребер;



от умбональных бугорков отходит пучок из 5—6 ребер, изредка между парой пучков расположено по одному, иногда по 2 промежуточных ребра. Ребра наклонены вперед. Заметны редкие пережимы, сопровождающиеся валиками.

Более других на этот похожи *Olcostephanus baestrai* Ra и *Ol. guebhardi* Kil., первый из них отличается от вида д'Орбиньи еле заметными пучковыми бугорками и веерообразно расположенными пучками ребер, у второго же сечения оборотов гораздо шире, между каждой парой пучков всегда расположено по 1—2 промежуточных ребра, а ребра более резкие и острые. Хотя сечения оборотов не видно на нашем экземпляре, характер скульптуры позволяет отнести его к *Olcostephanus astieri*.

*Местонахождение:* Стражевские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение:* верхний валанжин и нижний готерив.

### *Olcostephanus guebhardi* Kil.

1902. *Olcostephanus guebhardi* Kilian, p. 866, pl. 57, fig. 2.  
1908. *Astieria guebhardi* Baumberger, S. 25, Taf. 25, Fig. 3; Textfig. 122.  
1919. *Astieria guebhardi* Rodighiero, p. 82, Taf. 10, fig. 3.  
1943. *Astieria guebhardi* Цанков, стр. 183, табл. 10, фиг. 3.

Экземпляр неполный и сильно сплюснутый. Форма с высокими сильно объемлющими оборотами и умеренно широким пучком. Скульптура состоит из удлиненных умбональных бугорков, число которых на  $\frac{1}{2}$  оборота достигает 9. От каждого бугорка отходит пучок из 5—6 тонких ребер, а между парой пучков расположено по 1—2 промежуточных ребра.

Присутствием промежуточных ребер этот вид отличается от *Olcostephanus astieri* d'Orb., у которого промежуточные ребра редко встречаются.

*Местонахождение:* Стражевские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение:* верхний валанжин и нижний готерив Швейцарии, Ю.—В. Франции, Альп и Балканского полуострова.

### *Olcostephanus* cf. *sayni* Kil.

Табл. II, фиг. 4.

1896. *Olcostephanus sayni* Kilian, p. 976.  
1901. *Olcostephanus sayni* Sarasin et Schöndelmayer, p. 38, pl. IV, fig. 2—3.  
1908. *Astieria sayni* Baumberger, S. 1, Taf. . Fig. 1—2, Textfig. 118.  
1910. *Astieria sayni* Baumberger, S. 7, taf. 32, Fig. 2—3, Textfig.  
1934. *Astieria sayni* Стефанов, стр. 209, табл. 4, фиг. 2.  
1943. *Astieria sayni* Цанков, стр. 186, табл. III, фиг. 4.

К этому виду я отношу крупный (O = 107 мм), но сильно деформированный экземпляр. У него медленно нарастающие, сильно объемлющие обороты и скульптура, характерна для этого вида: от умбональных бугорков отходит

по 5—6 тонких ребер, иногда раздваивающихся по середине боков; изредка встречаются промежуточные ребра; заметны также очень редкие пережимы, сопровождающиеся валиками.

От *Olcostephanus astieri* d'Orb. этот вид отличается более многочисленными умбональными бугорками (21—23 вместо 18—19) и присутствием раздвоенных ребер.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение*: верхний валанжин и нижний готерив Ю.—В. Франции, Швейцарии и Балканского полуострова.

#### *Olcostephanus cf. scissa* В а u m.

1907. *Astieria scissa* В а u m b e r g e r, S. 29, Taf. 24, Fig. 3; Textfig. 107—109.

Два плохо сохранившихся неполных экземпляра со скульптурой, похожей на скульптуру *Olcostephanus scissa* В а u m.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний готерив Швейцарии.

#### *Olcostephanus filosa* В а u m.

Табл. II, фиг. 2.

1907. *Astieria filosa* В а u m b e r g e r, S. 31, Taf. XXII, Fig. 3; Taf. XXIII, Fig. 2.

Д = 44 мм (1,00); В = 19 мм (0,46); Т = ?; д = 13,5 мм (0,30).

Форма с высокими, сильно объемлющими оборотами. Скульптура состоит из 15—16 умбональных бугорков, от которых отходят пучки из 5—6 тонких ребер, сильно наклоненных вперед. Между парой пучков расположено по 1—2 промежуточных ребра. Ясно виден косо пересекающий ребра пережим, сопровождающийся валиком.

От *Olcostephanus mitreanus* M a t h. этот вид отличается более быстрым нарастанием оборотов и большим числом умбональных бугорков.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний готерив Швейцарии.

#### *Olcostephanus variegata* Р а q.

Табл. II, фиг. 3.

1900. *Holcostephanus variegata* Р а q u i e, p. 550, pl. 7, fig. 1—3.

1943. *Astieria variegata* Ц а н к о в, стр. 189, табл. IV, фиг. 4.

Д = 41 мм (1,00); В = 19 мм (0,47); Т = 2; д = 9,5 мм (0,23).

Форма с высокими, быстро нарастающими, сильно объемлющими оборотами и умеренно узким пупком. Скульптура состоит из слабых умбональных

бугорков и тонких ребер. Бугорков на обороте около 15, каждый бугорок дает начало пучки из 4—5 ребер, некоторые из которых раздваиваются. Заметны и промежуточные ребра. Пережимы и валики редки (по одному на оборот) и слабо выражены.

Этот вид настолько близок к *Olcostephanus scissa* В а u m., что Цанков объединили их. Однако, все же замечается некоторая разница между ними; у *Ol. scissa* промежуточных ребер больше, что и дает возможность различать их. Не исключено, что описанные в литературе экземпляры являются крайними формами одного и того же вида, обладающего индивидуальной изменчивостью.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний готерив В.—В. Франции, Швейцарии и Балканского полуострова.

*Olcostephanus* ex. gr. *psilostoma* N. et U h l.

Обломок аммонита со скульптурой, похожей на скульптуру *Olcostephanus psilostoma* N. et U h l.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Крижнянская серия.

Род *Rogersites* S p a t h  
*Rogersites atherstoni* S c h a r p e

Табл. III, фиг. 1.

1892. *Astieria Atherstoni* P a v l o w (parte), p. 491, pl. 17, f. 14.  
1907. *Astieria Atherstoni* В а u m b e r g e r, S. 225, Taf. XXI, Fig. 3; Taf. XXIII, Fig. 1; Taf. XXIV, Fig. 2, 4, 5; Textfig. 114—116.  
1933. *Astieria Atherstoni* R o m a n. p. 21, pl. 4, fig. 1.  
1943. *Astieria Atherstoni* Ц а н к о в, стр. 196, табл. VIII, фиг. 1, 2, 3, 4.

R = 29 мм; В = 11,5 мм (0,4); Т = ?; д = 9 мм (0,31).

Экземпляр довольно сильно деформированный. Нарастание оборотов медленное, каждый оборот покрывает часть предыдущего. Пупок открытый, ограниченный пологой стенкой. Скульптура состоит из 17 удлиненных пупковых утолщений, разделяющихся на пучки тонких ребер; в точке разветвления на утолщениях заметны маленькие бугорки, от которых отходит по  $\frac{3}{4}$  ребра. Заметны промежуточные ребра и один пережим, сильно наклоненный вперед и косо пересекающий ребра. На внутренней части боковых сторон ребра наклонены вперед, но затем изгибаются и на сифональной стороне слегка наклонены назад.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение*: верхний валанжин и нижний готерив С. Англии, Франции, Швейцарии и Балканского полуострова.

*Rogersites cf. atherstoni* Scharpe v. *densicostata* Weg.

1902. *Holcostephanus Atherstoni* Kilian, p. 865, pl. 57, fig. 1.

1909. *Astieria Atherstoni* v. *densicostata* Wegener, S. 82, Taf. XVI, Fig. 3.

1943. *Astieria Atherstoni* Цанков, стр. 197, табл. IX, фиг. 1—3.

Обломок крупного, уплощенного экземпляра с хорошо сохранившейся скульптурой. Он очень похож на *Rogersites atherstoni* Scharpe, но отличается от него более тонкими и многочисленными ребрами; подобная скульптура характерна для гыделенной Вегенером v. *densicostata*, к которой нужно отнести этот экземпляр.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Злиехов, Крижнянская серия.

*Распространение*: верхний валанжин и нижний готерив Ю.—В. Франции и Балканского полуострова.

Семейство *Berriasellidae* Spath

Род *Berriasella* Uhlig

*Berriasella pontica* Ret.

Табл. III, фиг. 2.

1893. *Perisphinctes ponticus* Retowski, S. 256, Taf. X, Fig. 9.

Д = 52 мм; В = 22,5 мм (0,43); Т = 6 мм (?); д = 15,5 мм (0,30).

К этому виду я отношу сильно сплющенное внешнее ядро с хорошо сохранившейся скульптурой. Форма дискоидальная; обороты довольно высокие, сравнительно медленно нарастающие, покрывающие  $\frac{1}{3}$  предыдущего. Пупок умеренно широкий. Скульптура состоит из очень тонких, слегка изогнутых ребер, раздваивающихся по середине боков. Число главных ребер на  $\frac{1}{2}$  оборота около 22—23. Сифональную сторону ребра пересекают ослабляясь, но без резкого перерыва, слегка утолщаясь перед ослаблением по середине сифональной стороны.

На этот вид очень похожа *Berriasella subrichteri* Ret., отличающаяся от него более редкими, почти прямыми ребрами на молодой стадии развития.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний валажин Ю.—В. Франции, Балканского полуострова, Крыма и Кавказа.

*Berriasella cf. euxina* Ret.

Табл. III, фиг. 4.

1893. *Perisphinctes euxinus* Retowski, S. 254, Taf. X, Fig. 7—9.

Д = 39 мм (1,00); В = 17 мм (0,43); Т = 3 мм (?); д = 13 мм (0,33).

Сильно деформированное внутреннее ядро. Форма дискоидальная с довольно высокими оборотами и умеренно широким пупком. Скульптура со-

стоит из 32 серпообразных ребер, раздваивающихся на середине боков. Ребра у пупка слегка наклонены вперед, на середине боков, у точек раздвоения они угловато изгибаются назад и далее плавно загибаются вперед.

Эта скульптура характерна для *Berriasella euxina* и позволяет легко отличать ее от других сходных видов. Характерной скульптурой фатранский экземпляр очень похож на *B. euxina*, но отличается более высокими оборотами и более узким пупком; возможно, что эти различия вызваны деформацией.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Губава, Крижнянская серия.

*Распространение:* нижний валанжин Ю.—В. Франции, Крыма и Карпат.  
*Berriasella delphinensis* Kil.

### *Berriasella delphinensis* Kil.

Табл. III, фиг. 3.

1889. *Hoplites delphinensis* Kilian, p. 662, fig. 1.

1893. *Hoplites calisto* v. *berthei* Retowski, S. 264, Taf. XI, Fig. 4.

Д = 54 мм (1,00); В = 20 мм (0,37); Т = ?; д = 22 мм (0,40).

Довольно хорошо сохранившееся внутреннее ядро. Форма дискоидальная, обороты медленно нарастающие, покрывающие  $\frac{1}{3}$  предыдущего, пупок широкий. Скульптура состоит из почти прямых раздвоенных ребер, слегка загибающихся вперед на границе боковых и сифональной сторон. Ребра редкие, разделенные довольно широкими промежутками. Число ребер у лупка на  $\frac{1}{2}$  оборота около 20.

От *Berriasella calisto* d'Orb. этот вид отличается более широким пупком и редкими ребрами.

*Местонахождение:* Стражовские горы, Крижнянская серия.

*Распространение:* нижний валанжин Ю.—В. Франции и Крыма.

### *Berriasella* ex gr. *calisto* d'Orb.

Один плохо сохранившийся обломок.

*Местонахождение:* Велика Фатра.

### *Berriasella andrussowi* Ret.

1893. *Perisphinctes Andrussowi* Retowski, S. 257, Taf. X, Fig. 10.

Д = 61 мм (1,00); В = 21 мм (0,34); Т = ?; д = 24 мм (0,39).

Экземпляр деформированный, но хорошо сохранившийся. Форма дискоидальная, нарастание оборотов медленное, пупок широкий. Скульптура состоит из редких, почти прямых ребер, раздваивающихся по середине боков.

У пупка ребра слегка утолщаются и на сифональной стороне незначительно изгибаются вперед.

На этот вид очень похожа *Berriasella cortzari* Kil., отличающаяся от него менее многочисленными и более сильными ребрами.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции, Крыма и Кавказа.

#### *Berriasella jana* Ret.

1893. *Hoplites janus* Retowski, S. 264, Taf. XI, Fig. 5, 6.

Обломок аммонита со скульптурой, типичной для этого вида: ребра почти прямые, частые, тонкие, раздваивающиеся по середине боков, немного наклоненные вперед.

*Местонахождение*: Стражовские горы, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний валанжин В.—В. Франции, Крыма и Кавказа.

#### *Berriasella cf. privaensis* Pict.

1867. *Ammonites privaensis* Pictet, p. 84, pl. XVIII, fig. 1—2.

1890. *Hoplites privaensis* Toucas, p. 599, pl. XVII, f. 1.

Обломок внутреннего ядра с довольно хорошо созранившейся скульптурой. Форма дискоидная с невысокими, медленно нарастающими оборотами и умеренно широким пупком. Скульптура состоит из прямых, раздвоенных ребер, слегка наклоненных вперед. Число ребер на  $1/2$  оборота около 20.

*Berriasella privaensis* похожа на *B. calisto* d'Orb., но ребра у ней почти прямые, более редкие и менее многочисленные, чем у вида d'Orbigny.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции.

#### *Berriasella cf. cortzari* Kil.

1889. *Peltoceras Cortzari* Kilian, p. 674, Taf. XXXIII, Fig. 1—3.

1893. *Perisphinctes Cortzari* Retowski, S. 258, Fig. 11—12.

Деформированный обломок аммонита с низкими оборотами, широким пупком и скульптурой из прямых, раздвоенных ребер, не прерывающихся на сифональной части.

*Местонахождение*: Велика Фатра.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции, Балканского полуострова и Крыма.

*Berriasella* sp. ex gr. *subchaperi* R e t.

Д = 28 мм (1,00); В = 13 мм (0,47); Т = ?; д = 7,5 мм (0,27).

Маленький, сильно деформированный экземпляр. Форма дискоидная с высокими, быстро нарастающими оборотами. Скульптура на молодой стадии состоит из однообразных, слабо изогнутых тонких ребер; на стадии же более 15—20 мм диаметром различаются главные и промежуточные ребра. Главных ребер около 9—10 на половину оборота; они более сильные и несут три пары слабо выраженных бугорков. Промежуточных ребер по 1—3 между парой главных, они более тонкие, иногда вставные или ответвляющиеся от главных. На сифональной стороне ребра прерываются.

Этот экземпляр более всего похож на форму, описанную Саразеном Шондельмайером под именем *Berriasella subchaperi* (190, р. 75, pl. IX, fig. 5). Последняя отличается от вида Ретовского ранним появлением бугорков и главных ребер, а также присутствием коротких вставных ребер, не ответвляющихся от главных. По-видимому, словацкий экземпляр похож на форму, описанную Саразеном и Шондельмайером, но у него изменение скульптуры наступает еще раньше.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Крижнянская серия.

Семейство *Neocomitidae* S p a t h

Род *Neocomites* U h l i g

*Neocomites neocomiensis* d' O r b.

Табл. IV, фиг. 1.

1840. *Ammonites neocomiensis* d' O r b i g n y, p. 202, pl. 49, fig. 8—10.

1901. *Hoplites neocomiensis* S a r a s i n e t S c h ö n d e l m a y e r, p. 70, pl. IX, fig. 2—3.

1901. *Hoplites neocomiensis* U h l i g, S. 54, Taf. II, Fig. 9; Taf. III, Fig. 1—3.

1907. *Neocomites neocomiensis* S a y n, p. 29, pl. III, fig. 4—12, 14.

Д = 50 мм (1,00); В = 23 мм (0,46); Т = ?; д = 13 мм (0,26).

Экземпляр хотя и не вполне хорошей сохранности, но типичный. На нем видны все характерные черты этого вида: высокие, быстро нарастающие обороты, умеренно узкий пупок и скульптура, состоящая из многочисленных, тонких, серпообразно изогнутых, разветвляющихся ребер. На сифональной стороне ребра прерываются.

На *Neocomites neocomiensis* очень похож *N. teschensis* U h l., однако, у последнего пупок шире, раздвоенные ребра редки, и на сифональной стороне ребра утолщаются перед перерывом.

*Местонахождение:* Гуменское погорье, Бречков — Западокарпатская серия, валанжин.

*Распространение:* верхний валанжин Средиземноморской и средиевропейской провинций.

*Neocomites cf. neocomiensis* d'Orb. v. *premolica* S a y n

1882. *Ammonites neocomiensis* (pars) M a l a d a, pl. XI, fig. 1—6.

1907. *Neocomites neocomiensis* v. *premolica* S a y n, p. 30, pl. III, fig. 7—8.

Д = 68 мм (1,00); В = 29 мм (0,43); Т = ?; д = 20 мм (0,30).

К этой разновидности я отношу один деформированный экземпляр. Форма очень похожая на *Neocomites neocomiensis*, но с более широким пупком и ребрами, б. ч. раздваивающимися немного выше умбональных утолщений и вторично по середине боков. Ребра прерываются на сифональной стороне, заканчиваясь маленькими бугорками.

Эти черты и характерны для v. *premolica*, отличающейся от типичной формы более открытым пупком и вышеописанным характером скульптуры.

*Местонахождение*: Гуменское погорье, Бреков, валанжин.

*Распространение*: верхний валанжин Ю.—В. Франции и Испании.

*Neocomites ex gr. occitanicus* P i c t.

Один плохо сохранившийся экземпляр, по своей скульптуре может быть отнесен к группе *Neocomites occitanicus* P i c t.

*Местонахождение*: Губава, Велика Фатра, Крижнянская серия.

*Neocomites cf. retowskii* S a r.

1893. *Hoplites occitanicus* R e t o w s k i, S. 265, Taf. XI, Fig. 7—9.

1901. *Hoplites Retowski* S a r a s i n e t S c h ö n d e l m a y e r, p. 72, pl. IX, fig. 4.

Д = 43 мм (1,00); В = 19 мм (0,44); Т = ?; д = 14 мм (0,32).

Отпечаток аммонита с высокими, быстро нарастающими оборотами; пупок занимает менее  $\frac{1}{3}$  диаметра раковины. Скульптура состоит из довольно тонких, раздвоенных ребер, слабо изогнутых серпообразно. Изредка ребра соединяются по 2 у пупка. Число главных ребер на  $\frac{1}{2}$  оборота 27—28. У пупка ребра слегка утолщены.

Скульптура позволяет отнести этот экземпляр к *Neocomites Retowskyi*; похожий на этот вид *N. occitanicus* P i c t. отличается от него более слабыми умбональными утолщениями, более сильными ребрами, никогда не соединяющимися по два у пупка.

*Местонахождение*: Губова, Велика Фатра, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний валанжин Ю.—В. Франции, Швейцарии и Крыма.



*Neocomites cf. trezanensis* L o r y

Табл. III, фиг. 5.

1907. *Neocomites trezanensis* L o r y in S a y n, p. 34, pl. III, fig. 20, 25; pl. IV, fig. 15.

Д = 24 мм (1,00); В = 12 мм (0,5); Т = ?; д = 6 мм (0,25).

Экземпляр очень сильно деформированный, в связи с чем высота оборотов увеличена. Однако, все же видно, что обороты довольно высокие, а пупок сравнительно узкий. Скульптура состоит из 18—19 ребер, несущих маленькие умбональные бугорки; ребра раздваиваются на середине боков и на молодой стадии несут в точках раздвоения очень слабые боковые бугорки. На сифональной стороне ребра прерываются, закончиваясь утолщениями.

Присутствием боковых бугорков этот вид похож на *Neocomites longi* S a y n, но и у последнего многочисленные простые не раздвоенные ребра.

*Местонахождение*: Гуменские горы, Бреков — Западокарпатская серия, валанжин.

*Распространение*: средний валанжин Ю.—В. Франции, Крыма и Кавказа.

Род *Thurmanniceras* C o s s m a n

*Thurmanniceras* ex gr. *camplytoxus* U h l.

Два очень плохо сохранившихся экземпляра.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Крижнянская серия.

Род *Kilianella* U h l i g

*Kilianella* cf. *michaelis* U h l.

1901. *Hoplites Michaelis* U h l i g, S. 35, Taf. VII fig. 1—4.

1915. *Thurmannites (Kilianella) Michaelis* Kilian et Rebour, p. 238, pl. X, fig. 4; pl. XIII, fig. 2—3.

Д = 45 мм (1,00); В = 16 мм (0,35); Т = ?; д = 14 мм (0,33).

Плохо сохранившийся деформированный экземпляр, со скульптурой, похожей на скульптуру *Kilianella michaelis*: ребра слегка изогнутые, наклоненные вперед; чередуются раздвоенные и простые ребра. Заметны очень слабые сифональные бугорки.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Старая Чернова, Крижнянская серия.

*Распространение*: нижний готерив Ю.—В. Франции и Карпат.

*Kilianella* cf. *roubaudiana* d' O r b.

1850. *Ammonites roubaudianus* d' O r b i g n y, t. II, p. 64.

1889. *Hoplites Roubaudi* Kilian, p. 679 pl. XVII, fig. 2, 3.

1905. *Thurmannia (Kilianella) roubaudi*: S a y n, p. 47, pl. VI, fig. 9—11, 14, 15.

Плохо сохранившийся экземпляр с широким пупком и медленно нарастающими, очень слабо объемлющими оборотами. Скульптура состоит из тонких,

прямых ребер, раздваивающихся у сифональной стороны. Число ребер на обороте до 30.

У близкой к этому виду *Kilianella bochianensis* Saun ребра более изогнутые, а у *K. lucensis* Saun скульптура резче и ребер меньше.

**Местонахождение:** Стражовские горы, Крижняянская серия.

**Распространение:** верхний валанжин Ю.—В. Франции.

Род *Lyticoceras* Hyatt

*Lyticoceras regalis* Bean

Табл. IV, фиг. 3.

1891. *Hoplites regalis* Bean in Pavlow et Lamplugh, p. 6, pl. X, fig. 1—3.

1901. *Hoplites regalis* Sarasin et Schöndelmayer, p. 71, pl. VIII, f. 8; pl. IX, f. 1.

Д = 73 мм (1,00); В = 31,5 мм (0,46); Т = ?; д = 18 мм (0,26).

Дискоидальная форма с высокими, быстро нарастающими оборотами и умеренно широким пупком. Стенка пупка крутая, почти вертикальная. Боковые стороны, по-видимому, были уплощены. Скульптура состоит из серпообразно изогнутых ребер. Число ребер на  $\frac{1}{2}$  оборота около 12—13. Ребра резкие и раздвоенные; б. ч. ребра раздваиваются на середине боков, изредка и пупка. На внутренней части боковых сторон ребра слегка наклонены вперед и лишь выше точек раздвоения, на наружной части боков, ребра образуют серпообразный изгиб.

**Местонахождение:** Велика Фатра, Губова, Крижняянская серия.

**Распространение:** Нижний готерив западной Европы.

Род *Leopoldia* Mayer—Eumer

*Leopoldia* cf. *castellanensis* d'Orb.

Табл. IV, фиг. 2.

1840. *Ammonites castellanensis* d'Orbigny, p. 109, pl. 25.

Д = 25 мм (1,00); В = 9,7 мм (0,39); Т = ?; д = 8,5 мм (0,35).

Дискоидальная форма с довольно высокими, медленно нарастающими оборотами. Пупок умеренно широкий. Скульптура состоит из довольно редких ребер, слабо изогнутых серпообразно. Число главных ребер на  $\frac{1}{2}$  оборота 11—12. Б. ч. главные ребра раздваиваются на середине боковых сторон, очень редко встречаются промежуточные, вставные ребра, доходящие до середины боковых сторон. Промежуточные и главные ребра приблизительно одной и той же силы; у пупка и на сифональной стороне все ребра слегка раздваиваются.

**Местонахождение:** Велика Фатра, Старая Чернова, Крижняянская серия.

**Распространение:** нижний готерив Франции, Швейцарии, Балканского полуострова и Крыма.

Семейство Hemihoplitidae Spath  
Род Pseudothurmannia Spath  
*Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb.

Табл. IV, фиг. 4.

1840. *Ammonites angulicostatus* d'Orbigny, p. 146, pl. 46, fig. 3—4.  
1863. *Ammonites angulicostatus* Pictet, p. 11, pl. Ib, fig. 1—2 (non f. 3).  
1901. *Hoplites angulicostatus* Sarasin et Schöndelmayer, p. 81, pl. IX, fig. 8; pl. X, fig. 3.  
1910. *Neocomites angulicostatus* Kilian, Unterkreide . . ., S. 221, Taf. 5, Fig. 6.  
1955. *Pseudothurmannia angulicostata* Эристави, стр. 94, табл. III, рис. 7.

Д = 43 мм (1,00); В = 18 мм (0,42); Т = ?; д = 13,8 мм (0,32).

Три внутренних ядра сильно сплюснутые, из-за чего нет возможности измерить толщину. Форма дискоидальная, обороты слабо объемлющие, покрывающие  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$  предыдущего. Нарастание оборотов сравнительно медленное. Пупок умеренно широкий. Сечение оборотов, по-видимому, характеризовалось гораздо большей высотой, чем толщиной и уплощенными боковыми сторонами.

Скульптура состоит из слабо изогнутых ребер; на внутренних оборотах ребра однообразные, очень тонкие. На стадии более 20—25 мм диаметром часть ребер становится более сильной; эти главные ребра (числом до 15—16 на половине оборота) начинаются у пупка, где они слегка утолщаются. Между парой главных ребер расположено по 1—2 промежуточных ребра, более тонких и начинающихся на внутренней трети боковых сторон. На более взрослой стадии число промежуточных ребер уменьшается, и они становятся более сильными, почти такими же, как и главные. Ребра пересекают сифональную сторону; на границе сифональной и боковых сторон ребра утолщаются, образуя еле заметные бугорки.

Лопастная линия плохо видна.

На этот вид похожа *Pseudothurmannia pseudomalbossi* Pict., особенно сходны их внутренние обороты; однако, у *Ps. angulicostata* нарастание оборотов более быстрое, а ребра более тонкие.

Местонахождение: Велика Фатра, Секанины, Крижиянская серия.

Распространение: верхний готерив средиземноморской области.

*Pseudothurmannia* aff. *mortilleti* Pict.

Д = 37 мм (1,00); В = 14,5 мм (0,39); Т = ?; д = 13 мм (0,35).

Сплюснутое внутреннее ядро с хорошо сохранившейся скульптурой. Эта форма очень похожа на *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. но у ней ребра более изогнутые, а обороты немного ниже, чем у вида д'Орбиньи. Этими чертами словацкий экземпляр напоминает *Pseudothurmannia mortilleti* Pict.,

однако, для последней характерно раздвоение ребер, не наблюдающееся на данном экземпляре. По-видимому, эта форма является промежуточной между *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. и *Ps. mortilleti* Pict.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Секанины.

*Pseudothurmannia* cf. *pseudomalbossi* Sar.

Табл. V, фиг. 1.

1901. *Hoplites pseudo-Malbossi* Sarasin et Schöndelmayer, p. 79, pl. X, fig. 1, 2.

Д = 34 мм (1,00); В = 14 мм (0,41); Т = ?; д = 13 мм (0,39).

К этому виду я отношу неполное, сплющенное внутреннее ядро, от которого сохранились два внутренних оборота и часть третьего. Форма, очень похожая на *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., но отличающаяся более медленным нарастанием оборотов и более грубой скульптурой из почти прямых ребер на взрослой стадии развития; эти признаки характерны для *Pseudothurmannia pseudomalbossi* Sar. et Schö n.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Секанины.

*Распространение:* верхний готерив Швейцарии.

*Pseudothurmannia* cf. *renevieri* Sar.

1901. *Hoplites Renevieri* Sarasin et Schöndelmayer, p. 89, pl. XI, fig. 1, 2.

Обломок внутреннего ядра аммонита со скульптурой, характерной для этого вида; при большом сходстве со скульптурой *Pseudothurmannia pseudomalbossi* Sar. et Schö n., также состоящей из почти прямых ребер, главные ребра же не утолщаются у пупка, а промежуточные ребра хорошо обрисованы.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Секанины.

Семейство *Desmoceratidae* Zittel

Род *Barremites* Kil.

*Barremites difficilis* d'Orb.

Табль. V, фиг. 2.

1840. *Ammonites difficilis* d'Orbigny, p. 135, pl. 41, fig. 1, 2.

1858. *Ammonites difficilis* Pictet et Loriol, p. 16, pl. IV, fig. 1, 2.

1883. *Haploceras difficilis* Uhlig, S. 102, Taf. XVII, Fig. 1—2.

1884. *Desmoceras difficilis* Nickles, p. 56, t. VIII, fig. 1—4.

1901. *Desmoceras difficilis* Sarasin et Schöndelmayer, p. 52, t. V, f. 8.

1907. *Desmoceras difficilis* Каракаш, стр. 56, т. V, рис. II; т. VI, рис. 7; т. VIII, рис. 5; т. XXIV, рис. 13, 16, 20.

1955. *Barremites difficilis* Эристави, стр. 79, табл. II, рис. 6, 9.

Д = 67 мм (1,00); В = 34 мм (0,51); Т = 8 мм (0,12); д = 12 мм (0,18).

Два внутренних ядра, сильно деформированных и сплюснутых. Форма раковины дискоидальная, с высокими, медленно нарастающими оборотами и узким пупком. Стенка пупка вертикальная. Обороты сильно объемлющие. Скульптура не сохранилась. Лопастная линия довольно хорошо видна; I-ая боковая лопасть длиннее сифональной, трехветвистая, почти симметричная, наружное седло асимметричное, двухветвистое.

На *Barremites difficilis* d'Orb. похожи *B. subdifficilis* Kar. и *B. hemiptychus* Uhl., но у первого из них обороты сравнительно низкие, а у второго пупок уже.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Б. Поток, Крижнянская серия.

*Распространение*: баррем средиземноморской области.

### *Barremites psilotatus* Uhl.

Табл. V, фиг. 3.

1883. *Naploceras psilotatum* Uhlig, S. 102, Taf. XVI, Fig. 1—3.

1901. *Desmoceras psilotatum* Sarasin et Schöndelmayer, p. 53, pl. VI, fig. 1, 2.

1938. *Barremites psilotatus* Луппов, стр. 23, табл. IV, фиг. 4.

Д = 39 мм (1,00); В = 19 мм (0,49); Т = 5,5 мм (0,14); д = 7,8 мм (0,20).

Сплюснутое внутреннее ядро. Форма раковины похожа на *Barremites difficilis* d'Orb., но обороты чуть ниже, а пупок немного шире, чем у вида d'Orb. и н. Лопастная линия также похожа на линию *B. difficilis*, но менее рассечена, а наружное седло симметричное.

Эти черты характерны для *Barremites psilotatus* Uhl., они видны на нашем экземпляре и позволяют отнести его к виду Улига.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Б. Поток.

*Распространение*: баррем Ю.—В. Франции, Швейцарии, Карпат, Крыма и Кавказа.

### *Barremites* cf. *tenuicinctus* Sar. et Schön.

1901. *Desmoceras tenuicinctum* Sarasin et Schöndelmayer, p. 58, pl. X, fig. 6.

1938. *Barremites tenuicinctus* Луппов, стр. 25, табл. IV, фиг. I.

1955. *Barremites tenuicinctus* Эристави, стр. 81, табл. VIII, рис. 4.

Д = 35 мм (1,00); В = 17 мм (0,47); Т = 0,5 мм (?); д = 9 мм (0,26).

К этому виду можно отнести одно сплюснутое внутреннее ядро. Дискоидальная форма раковины с высокими, медленно нарастающими оборотами очень похожа на форму раковины *Barremites difficilis* d'Orb. Однако, ограниченный вертикальной стенкой пупок значительно шире, чем у вида

д'Орбиньи. Лопастная линия довольно хорошо сохранилась и похожа на линию *B. tenuicinctus*.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Б. Поток, Крижнянская серия.

*Распространение:* баррем Ю.—В. Франции, Швейцарии, Крыма и Кавказа.

*Barremites cf. strettostoma* Uhl.

1883. *Haploceras strettostoma* Uhlig, S. 225, Taf. XVIII, Fig. 3, 4, 8, 15.

1907. *Desmoceras strettostoma* Perinquier, p. 129, pl. V, fig. 18—19 (non fig. 20).

1907. *Desmoceras strettostoma* Каракаш, стр. 72, табл. V, рис. 3, 4, 5; табл. XXIV, рис. 19.

1957. *Barremites strettostoma* Эристави, стр. 64, табл. III, рис. 3.

Д = 45 мм (1,00); В = 26 мм (0,57); Т = 6 мм (0,13); д = 7 мм (0,16).

Экземпляр слегка деформированный. Форма дискоидальная, с медленно нарастающими высокими оборотами и узким пупком. Стенка пупка крутая. Поперечное сечение оборотов, по-видимому, было овальным, боковые стороны слабо выпуклые, сифональная сторона узкая, закругленная. Лопастная линия очень плохо видна.

Очертания раковины и очень узкий пупок позволяют отнести этот экземпляр к *Barremites strettostoma* Uhl.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Рыбарполе (Ружомберк), Крижнянская серия.

*Распространение:* верхний баррем Ю.—В. Франции, Тусина, Карпат, Крыма и Кавказа.

*Barremites cf. vocontium* Saun.

Табл. V, фиг. 4.

1895. *Desmoceras vocontium* Logy et Saun, p. 24, pl. I, fig. 7—8.

1907. *Desmoceras vocontium* (pars) Каракаш, стр. 60, табл. VI, рис. 6 (non табл. V, рис. 10; табл. VIII, рис. 7).

Д = 49 мм (1,00); В = 23 мм (0,47); Т = 4,5 мм (0,70); д = 10,5 мм (0,27).

Слегка деформированное внутреннее ядро. Форма дискоидальная, обороты довольно высокие, сравнительно медленно нарастающие; по-видимому, боковые стороны были слабо выпуклыми, а сифональная сторона — округленной. Пупок ограничен вертикальной стенкой. Скульптура очень плохо сохранилась; заметны лишь радиальные валики, лучше обрисованные на сифональной стороне. Лопастная линия плохо видна.

Формой раковины и присутствием валиков этот экземпляр напоминает *Barremites vocontium* Saun.; последний похож на *B. difficilis* d'Orb., но отличается резче выраженными валиками на ядрах, более широким пупком,

более округлой сифональной стороной и ясно выпуклыми боковыми сторонами.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Секанины.

*Распространение:* верхний готерив (?) и нижний баррем Ю.—В. Франции, Крыма и Кавказа.

*Barremites cf. ligatus d'Orb.*

1840. *Ammonites ligatus* d'Orbigny, p. 126, pl. XXXXVIII, f. 1—4.

1901. *Desmoceras ligatum* Sarasin et Schöndelmayer, p. 57, t. VI, fig. 4, 5.

1907. *Desmoceras ligatum* Каракаш, стр. 67, табл. VI, рис. 9, 10; табл. VII, рис. 1.

Д = 70 мм (1,00); В = 32 мм (0,46); Т = 18 мм (0,26); д = 17 мм (0,24).

Плохо сохранившееся деформированное внутреннее ядро. Обороты сильно объемлющие, медленно нарастающие с уплощенными боковыми сторонами и округленной сифональной стороной. Пупок ограничен вертикальной стенкой. Скульптура плохо сохранилась; заметны прямые радиальные валики, пересекающие без изгиба сифональную сторону.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Секанины.

*Распространение:* верхний готерив Ю.—В. Франции, Швейцарии и Крыма.

*Barremites ex g. lechicum Uhl.*

Д = 28 мм (1,00); В = 13 мм (0,46); Т = ?; д = 7 мм (0,25).

Плохо сохранившееся внутреннее ядро; по форме, в частности, по характеру нарастания довольно высоких оборотов и форме пупка этот экземпляр можно отнести к группе *Barremites lechicum Uhl.*

*Местонахождение:* Велика Фатра, Б. Поток.

Семейство *Crioceratidae*

Род *Crioceratites* Lev.

*Crioceratites ex gr. duvali* Lev.

Два обломка внутреннего ядра, по своей развернутой форме и характеру скульптуры, по-видимому, относятся к этой группе.

*Местонахождение:* Велика Фатра, Секанины.

*Crioceratites ex gr. picteti* Ost.

Экземпляр довольно плохо сохранившийся. Обороты слабо соприкасающиеся. Скульптура состоит из слабо изогнутых простых ребер; главные ребра более сильные и уплощены у пупка; промежуточные ребра (по 4—5

между парой главных) более тонкие. Характер скульптуры показывает, что этот экземпляр можно отнести к группе *Crioceratites picteti* Oost.

Местонахождение: Велика Фатра, Секанины.

*Crioceratites* cf. *quenstedti* Oost.

1860. *Ancyloceras Quenstedti*, Ooster, p. 54, pl. XLIX, fig. 1—6.

1860. *Ancyloceras Panescorsii* Ooster, p. 45, pl. XLV, fig. 1.

1894. *Crioceras Picteti* v. *mayoricensis* Nolan, p. 192, pl. X, f. 1.

1901. *Crioceras Quenstedti* Sarasin et Schöndelmayer, p. 109, pl. XII, fig. 4—7.

Д = 29 мм (1,00); В = 11,5 мм (0,4); Т = ?; д = 11 мм (0,38).

Форма с быстро нарастающими, еле соприкасающимися оборотами и широким пупком. Скульптура состоит из слегка изогнутых ребер. Главные ребра (до 10 на  $\frac{1}{2}$  оборота) утолщены у пупка, промежуточные, более тонкие ребра, простые, вставные или же ответвляющиеся от главных; между парой главных ребер расположено по 2—4 промежуточных.

Эта скульптура характерна для *Crioceratites quenstedti* Oost., у похожего на этот вид *Cr. lardyi* Oost. скульптура более резкая, а промежуточных ребер меньше и они более сильные.

Местонахождение: Велика Фатра, Секанины.

Распространение: баррем Ю.—В. Франции, Швейцарии и Майорке.

*Crioceratites* ex gr. *villersianum* d'Orb.

Плохо сохранившееся внутреннее ядро с несоприкасающимися оборотами и скульптурой, похожей на скульптуру *Crioceratites villersianum* d'Orb.; ребра однообразные, слабо изогнутые, простые.

Местонахождение: Велика Фатра, Секанины.

*Crioceratites* ex gr. *Zitteli* Uhler.

Сильно деформированный обломок аммонита, по своей скульптуре похожий на *Crioceratites zitteli* Uhler.

Местонахождение: Стражовские горы, Буковец, Крижнянская серия.

*Crioceratites* cf. *nolani* Kilian.

1894. *Crioceras picteti* Nolan, p. 192, pl. I, fig. 2.

1907. *Crioceras picteti* Каракаш, стр. 135, табл. XVI, рис. 5; табл. XVII, рис. 11.

1910. *Crioceras nolani* Kilian, S. 224.

Д = 58 мм (1,00); В = 24 мм (0,42); Т = ?; д = 21 мм (0,34).

Экземпляр деформированный, но с хорошо сохранившейся скульптурой:



довольно быстро нарастающие, еле соприкасающиеся обороты, покрытые пряными, простыми ребрами; главных ребер на обороте 12—13, они более сильные и несут по 3 еле заметных бугорка, между парой главных ребер расположено по 4—6 более тонких промежуточных ребра. Лопастная линия плохо видна; ее элементы похожи на элементы лопастной линии *Crioceratites polani*.

Этот вид очень похож на *Crioceratites duvali* и отличается от него лишь присутствием 3-х пар бугорков.

*Местонахождение:* Секанины, Велика Фатра.

*Распространение:* готерив Ю.—В. Франции, Балкана, Крыма и Кавказа.

#### *Crioceratites cf. emerici* L e v.

1837. *Crioceras Emerici* Levellie, p. 134, pl. XXII, fig. 1—2.

1840. *Crioceras emerici* d'Orbigny, p. 1, p. 463, pl. 113, f. 3—5.

1901. *Crioceras emerici* Sarasin et Schöndelmayer, p. 115, pl. XIII, f. 1—3.

Обломок аммонита со скульптурой, очень похожей на скульптуру этого вида: главные ребра несут 3 сильные бугорка, каждое главное ребро сопровождается 2—4 более тонкими промежуточными ребрами, подходящими до пупка.

*Местонахождение:* Секанины, Велика Фатра.

*Распространение:* нижний баррем средиземноморской провинции и Парижского бассейна.

#### Семейство *Belemnitidae* d'Orb.

##### Род *Mesohibolites* Stolléy

##### *Mesohibolites uhligi* Sch w.

1883. *Belemnites beskidensis* (pars) Uhlig, S. 53, Taf. I, Fig. 7, (non Fig. 3).

1913. *Hibolites uhligi* (pars) Швецов, стр. 55, табл. IV, 6; табл. V, рис. 8 (non cet.).

1939. *Mesohibolites Uhligi* (pars) Крымгольц, стр. 15, табл. II, фиг. 3, 4, 5, 6 (non cet.).

1953. *Mesohibolites Uhligi* Хечинашвили, стр. 74, табл. III, фиг. 2—3.

Крупный (R 97 мм + х) ростр с обломанным острием. Ростр почти цилиндрический; в дорзовентральной плоскости верхняя часть ростра цилиндрическая, а ниже альвеолы ростр конусообразный. В латеральной плоскости очертания ростра слабо веретенообразное, с наибольшей толщиной немного ниже альвеолы. Поперечное сечение ростра в альвеолярной части почти круглое, в дорзовентральной же сжатое. Брюшная борозда спускается ниже альвеолы на 15 мм. У альвеолы, на плоскости разлома ростра с брюшной стороны видна спайка.

Более других на этот вид похож *Mesohibolites beskidensis* Uhl., отличающийся от вышеописанного вида цилиндрической формой верхней части

ростра и конической формой нижней части; переход между нижней и верхней частями ростра резко обрисованы у *M. beskidensis*, а наиболее расширенное место расположено ниже.

Из форм, описанных в литературе под именем *Mesohibolites uhligi*, лишь некоторые совпадают с диагнозом Ш в е ц о в а; другие же, например, изображенные у того же автора на табл. IV, рис. 6 а—с и Крымгольца на табл. II, рис. 8, 9 скорее всего представляют формы, очень похожие на *Neohibolites semicanaliculatus*.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Белый Поток, Крижнянская серия.

*Распространение*: верхний баррем и нижний апт Карпат, Крыма и Кавказа.

#### *Mesohibolites* aff. *uhligi* S c h w.

Маленький ( $R = 37$  мм) ростр, похожий на молодые формы *Mesohibolites uhligi* S c h w., но отличающийся от них более сильным уплотнением брюшной стороны, резче ланцетообразным очертанием ростра в латеральной плоскости и ниже расположенным наиболее ростральным местом ростра.

*Местонахождение*: Велика Фатра, Белый Поток.

#### Стратиграфические выводы

Почти все вышеописанные цефалоподы собраны из Крижнянской и Западокарпатской серий. Согласно последней сводке М. Магеля (1959) в Стражовских горах Крижнянская серия охватывает отложения от нижнего триаса до альб-сеномана включительно; к некому относится часть серии, слагающаяся мергелями и глинистыми известняками, мощностью до 300—350 м.

В коллекции М. Магеля из Крижнянской серии (из Стражовского погорья) определены нижневаланжинские и нижнеготеривские аммониты: нижний валанжин (берриас) представлен следующими формами: *Lytoceras* cf. *honorati* d'Orb., *Berriasella pontica* Ret., *B. delphinensis* Kil., *B. andrusovi* Ret., *B. cf. jana* Ret., *B. cf. privaensis* Pict.; все *Berriasella* являются руководящими берриасскими формами, а *L. honorati* нередок в берриасе, хотя и обладает широким стратиграфическим распространением. Нижний готерив в Стражовских горах охарактеризован присутствием *Olcostephanus* cf. *astieri* d'Orb., *Olc. guehardi* Kil., *Olc. cf. sayni* Kil., *Olc. cf. scissa* Baum., *Olc. filosa* Baum., *Olc. variegata* Paq., *Olc. ex gr. psilostoma* Uhl., *Rcgergitres atherstoni* Scharp., *Id. cf. v. densicostata* Weg.; из них *Olcostephanus variegata*, *Olc. filosa*, *Olc. scissa* приурочены исключительно к нижнему готериву, остальные же, хотя и обычны для этого подъяруса, но впервые появляются в верхнем валанжине; однако, учитывая их более широкое распространение в нижнем готериве, а также находку вместе с ними вышеуказанных

типичных нижнеготеривских форм, горизонт с *Olcostephanus* в Стражовских горах можно отнести к нижнему готериву.

В Великой Фатре распространена Крижнянская серия (М. Магель, 1959).

Обильная фауна позволяет установить наличие нижнего валанжина (берриаса) среднего валанжина, нижнего и верхнего готерива и баррема. Так, для нижнего валанжина (берриаса) характерны *Berriasella* cf. *cortzari* Kil., *B.* cf. *euxina* Ret., *Neocomites* cf. *retovski* Sar., взятые вместе с этими формами *B.* ex gr. *calisto* d'Orb., *B.* ex gr. *subschaperi* Ret., *N.* ex gr. *occitanicus* Pict. принадлежат к группам, широко распространенным в нижнем валанжине. По-видимому, здесь также устанавливается и средний валанжин, ибо в коллекции из этого района имеется *Killianella* cf. *roubaudiana* d'Orb. руководящая средневаланжинская форма. Устанавливается нижний готерив с *Kilianella* cf. *michaelis* Uhl. и *Leopoldia* cf. *castellanensis* d'Orb., последняя является руководящей формой нижнего готерива. Хорошо представлен верхний готерив, в котором устанавливаются две зоны — с *Crioceratites* cf. *nolani* Kil. и с *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., последняя охарактеризована типичными аммонитами: *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *Ps.* aff. *mortilleti* Pict., *Ps.* cf. *pseudomalbossi* Sar., *Ps.* cf. *renevieri* Sar., *Barremites* cf. *ligatus* d'Orb. Богатая фауна собрана из баррема; из них типичные барремские виды: *Barremites difficilis* d'Orb., *B.* *pilotatus* Uhl., *B.* cf. *stretostoma* Uhl., *B.* *tenuicinctus* Sar., *B.* cf. *vocontium* Sar.; из них *Barremites stretostoma* характерен для верхнего баррема. Вместе с этими видами взяты также *Barremites* ex gr. *lechicin* Uhl., *Crioceratites* cf. *quenstedti* Ost., *Cr.* ex gr. *villersianum* d'Orb., *Paracrioceras* cf. *emerici* Lev., *Mesohibolites uhligi* Schw., *M.* aff. *uhligi* Schw. — формы, не противоречащие барремскому возрасту отложений.

Из приведенных списков фауны видно, что в Великой Фатре подтверждается присутствие валанжина и готерива и устанавливается наличие баррема,

В Гуменских горах из известняковой свиты титон-валанжина определены *Spiticeras kiliani* Dj. v. *elegans* Dj., *Sp.* *correardi* Kil., *Sp.* cf. *subguttatum* Dj., *Sp.* cf. *tenuicostatum* Dj., *Negrelliceras subnegreli* Dj., которые устанавливают наличие нижнего валанжина (берриаса). Взятые в том же районе *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *Id.* v. *premolica* Saun., *N.* cf. *trezanensis* Logu указывают на наличие среднего валанжина, а *Haploceras grassi* d'Orb. обладает широким стратиграфическим распространением.

Вышеизложенные данные позволяют уточнить стратиграфию нижнемеловых отложений некоторых районов Западных Карпат.

Октябрь 1960.

Геологический институт Академии наук  
Грузинской ССР, Тбилиси

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Baumberger E.: Fauna der unteren Kreide im Westschweizerischen Jura. Mem. Soc. paleont. Suisse, v. 34, 1907; v. 35, 1908. [2] Bayle E.: Explication de la carte géologique de France, Paris, 1878. [3] Djanelidze A.: Les spiticeras du Sud-Est de la France. Paris, 1922. [4] Каракаш Н. И.: Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. Тр. С. Петербургского общ. Естествоиспытателей, т. 32, в. 5, 1907. [5] Kilian W.: Sur quelques fossiles de crétacé inf. de Provence. Bul. Soc. Géol. (3), t. XVI, 1888. [6] Kilian W.: Mission d'Andalousie, Paris, 1889. [7] Kilian W.: Sur le Néocomien des environs de Moustiers. Bul. Soc. Géol. de France, 3, vol. 23, 1896. [8] Kilian W.: Sur quelques fossiles remarquables de Hauterivien de région d'Escragnoles. Bul. Soc. Géol. de France, 4, vol. 2, 1902. [9] Kilian W.: Unterkreide. Lethaea geognostika, II Th., Bd. 3, Stuttgart, 1907—1913. [10] Kilian W.: Reboul P.—La faune de l'Hauterivien des environs de Moustiers Sainte-Marie. Mém. expl. carte géol. France, 1915. [11] Крымгольц Г. Я.: Нижнемеловые белемниты Кавказа. Монография по палеонтологии СССР, т. LXVII, в. 1, 1939. [12] Кульжицкая-Воронец Н. С.: Представители сем. *Lytoceratidae* из нижнемеловых отложений Крыма. Труды ВГРО, вып. 241, 1933. [13] Луппов Н. П. — Материалы к фауне и стратиграфии нижнего мела Северо-западного Кавказа. Труды НГРИ, сер. А, в. 128, 1939. [14] Mahel M.: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geologické práce, vydané z príležitosti 15. výr. SNP, Zoš. 55, 1959. [15] Matheron Ph.: Recherches paléontologiques dans le Midi de France. Marseille, 1878. [16] Marenot G.: Les Palaehoplitidae tithoniques et berriassiennes du S-E de la France. Mém. Soc. Géol. France, N. 41, 1939. [16] Nicklés R.: Contribution à la Paléontologie du Sud-Est d'Espagne. Mem. Soc. Géol. France, vol. 4, 1890. [18] Nolan H.: Note sur le Crioceras. Bul. Soc. Géol. France (3) t. XXII, 1894. [19] Ooster W.: Petrefaction remarquable des Alpes Suisses. Deutsch. allgem. Schweiz. Gesellsch., Bd. XVIII, 1857. [20] Oppel A.: Die titonische Etage. Ztschr. dtsh. geol. Gesell. Bd. XVII, 1865. [21] d'Orbigny A.: Paléontologie française, terrain crétacé, v. I. Paris, 1840. [22] d'Orbigny A.: Prodrome de Paléontologie, Paris, 1850. [23] Paquier V.: Recherches géologiques dans le Diois et les Briois orientales. Trav. du laboratoire de géologie de l'Université de Grénoble, t. 1900. [24] Pavlov A. et Lamplugh: Argiles de Spleton et leurs équivalents. Bul. de la Soc. de Naturalistes de Moscou, 1892. [25] Pervinquier L.: Etudes de paléontologie tunisienne. Mém. cart. géol., Tunisie, 1904. [26] Pictet F.: Mélanges paléontologiques. Genève, 1863—1868. [27] Retowski I.: Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia. Записки Моск. общ. исп. природы, № 2—3, 1893. [28] Rodighiero A.: Il sistema Crétacea del Veneto Occidentale. Paleontographica Italica, vol. 25, 1919. [29] Рухадзе И.: Некоторые новые или малоизвестные аптские головоногие Зап. Груз. (на груз. яз., резюме русск. и франц. яз.). Тр. Геол. Ин-та Грузии, т. III, в. 2, 1938. [30] Sarasin Ch.—Schöndelmaier: Etude monographique des Ammonites inf. de Chatel-Saint-Denis. Mém. de la Soc. Paleont. Suisse, vol. 28, 1901. [31] Sayn M.: Les ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes de Sud-Est de la France. Mém. Soc. Géol. de la France, Paléont. Mém. 23, vol. 9, 1901; vol. 15, 1907. [32] Simionescu J.: Über einige Ammoniten mit erhaltenen Mundsaum aus dem Neocom. Beiträge z. Paleont. u. Geol. Österréich. Ungarns, Bd. 11, 1898. [33] Стефанов А.: Геология на Еленския предбалкан. Изв. природонаучни Института в София, т. VII, 1934. [34] Toucas A.: Faune de couches tithoniques de l'Ardèche. Bul. Soc. Géol. de France, 3, vol. 18, 1890. [35] Хечинашвили И. Д.: Меловые белемниты Грузии (на груз. яз.). Вестник Гос. Музея Грузии, т. XV-A, 1953. [36] Uhlig V.: Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denksch. Akad. d. Wiss., Bd. 46, 1883. [37] Uhlig V.: Über die Cephalopodenfauna des Teschener und Grodischter Schichten. Denkschr. k. Akad. Wiss., Bd. LXXII, 1905. [38] Цанков В.: Приносъ къмъ изучаване рода *Holcostephanus*. Списание на Българско Геологическо Дружество, году XIV, кн. 3, 1943. [39] Эристави

M. С.: Нижнемеловая фауна Грузии. Тр. Геол. Ин-та АН Грузинской ССР, Монографии, № 6, 1955. [40] Эристави М. С.: Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма, Москва 1957. [41] Wegener N.: Übersicht der bisher bekannten Astieria-Formen. Neues Jahrbuch, Bd. I, 1909. [42] Zittel K.: Die Cephalopoden der Stromberger Schichten. Paläont. Mit., Bd. II, Abth. I, 1868.

M. S. ERISTAVI

## EINIGE CEPHALOPODENARTEN AUS DER UNTEREN KREIDE DER ZENTRALKARPATEN

Die von Dr. M. MaheI und seinen Mitarbeitern im J. 1958—59 gesammelte wertvolle Cephalopodenfauna aus der unteren Kreide der Westkarpaten wurde mir liebenswürdig zur Bearbeitung übergeben.

Im vorliegenden Artikel wird die Fauna aus dieser Sammlung beschrieben. Sie stammt aus der Križná- und Westslowakischen Serien (aus dem Gebirge Strážovská hornatina, Grosse und Kleine Fatra) und einige Exemplare wurden in der Kalkserie des Gebirges Humenské pohorie gesammelt.

Im ganzen wurden 54 Formen beschrieben, die uns ermöglichen das Vorhandensein des unteren und mittleren Valangiens, des unteren und oberen Hauteriws und auch des Barrems in studierten Schichten festzustellen.

Unter führen wir die Liste der beschriebenen Formen an; aus dem unteren Valangiens (Berrias) stammen:

1. aus dem Gebirge Strážovská hornatina: *Lytoceras* cf. *honorati* d'Orb., *Berriasella pontica* Ret., *B. delphinensis* Kil., *B. andrussowi* Ret., *B. cf. jana* Ret., *B. privaensis* Pict.;

2. Aus der Grossen Fatra: *Berriasella* cf. *cortzari* Ret., *B. cf. euxina* Ret., *B. ex gr. calisto* d'Orb., *B. ex gr. subchaperi* Ret., *Neocomites* ex gr. *occitanicus* Pict., *N. cf. retowskii* Sar.;

3. Aus dem Gebirge Humenské pohorie: *Spiticeras kiliani* Dj., *Sp. elegans* Dj., *Sp. correardi* Kil., *Sp. cf. subguttatum* Dj., *Sp. cf. tenuicostatum* Dj., *Negrelliceras subnegreli* Dj., *Haploceras* cf. *grassi* d'Orb.

Viel spärlicher ist die Fauna des mittleren und des oberen Valangiens vertreten. Die üblichen Formen dieser Zonen sind: *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *N. cf. neocomiensis* d'Orb., v. *premolica* Sayn., *N. cf. trezanensis* Lory (alle drei Arten aus dem Gebirge Humenské pohorie), *Kilianella* cf. *roubadi* d'Orb. (Grosse Fatra) und *Haploceras grassi* d'Orb. (Humenské pohorie).

Der untere Hauteriv wird durch den Fund folgender Formen bestätigt: *Olcostephanus* cf. *astieri* d'Orb., *Olc. guebhardti* Kil., *Olc. cf. sayni* Kil., *Olc. cf. scissa* Baum., *Olc. filosa* Baum., *Olc. variegata* Paq., *Olc. ex gr. psilostoma* Uhl., *Rogersites atherstoni* Scharp., *R. v. denticostata* Weg. (alles aus dem Gebirge Strážovská hornatina), *Kilianella* cf. *michaelis* Uhl., *Leopoldia* cf. *castellanensis* d'Orb. (beide aus der Grossen Fatra).

Der obere Hauteriv in der Grossen Fatra ist durch die Anwesenheit der *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *Ps. aff. mortilleti* Pict., *Ps. cf. pseudomalbossi* Pict., *Ps. cf. renevieri* Sar., *Barremites* cf. *ligatus* d'Orb., *Crioceratites* cf. *nolani* Kil., *Cr. ex gr. duvali* Lev. charakterisiert.

Durch diese Ammonite wird die Anwesenheit der *Pseudothurmannia angulicostata*-Zone bestätigt.

In der Grossen Fatra ist auch Barrem gut erwiesen; aus diesem Gebiet stammt folgende Barremfauna: *Barremites difficilis* d'Orb., *B. psilotatus* Uhl., *B. cf. strettostoma* Uhl., *B. cf. tenuicinctus* Sar., *B. cf. vocontium* Sar., *B. ex gr. lechicum* Uhl., *Crioceratites cf. quenstedti* Oost., *Cr. ex gr. picteti* Oost., *Cr. ex gr. villersianum* d'Orb., *Mesohibolites uhligi* Schw., *M. aff. uhligi* Schw.

Auch in der Kleinen Fatra ist Barrem gut dargestellt. Hier kommt *Phylloceras cf. tethys* d'Orb. und *Ptychoceras meyrati* Oost. vor.

Die obengenannte Fauna bestätigt das Vorhandensein des Valangiens, Hauterivs und Barrems in der Križná und den Westslowakischen Serien (MaheI, 1959); gleichzeitig ermöglicht uns, das Alter der einzelnen Schichten dieser Serien zu bestimmen.

Auf Grund der vorliegenden Fauna kann die Vermutung über das Fehlen des Barrems und Aptes in der Grossen und Kleinen Fatra nicht bestätigt werden; in den genannten Gebieten wurde Barrem faunistisch festgestellt und sollte die Unterbrechung der Sedimentation wirklich beobachtet werden, dann entspricht sie wahrscheinlich nur dem Apt.

Geologisches Institut der  
Akademie der Wissenschaften GSSR,  
Tbilisi

ANTON BIELY

## POZNÁMKY KU GEOLÓGII MEZOZOIKA „KOREŇOVÝCH ZÓN“ VEPORÍD

(*Nemecké resumé*)

### Úvod

Pojmom „veporidy“ označuje sa tektonická jednotka Centrálnych Karpát, hraničiacia na juhu s gemeridami a na severe s tatridami, ktorú budujú zväčša predkarbónske kryštalicke bridlice s granitoidmi a s nepatrným výskytom mladopaleozoických a mezozoických hornín. K tejto tektonickej jednotke sa geneticky všeobecne pričleňujú i mezozoické masy krížňanského, chočského a strážovského príkrovu, rozložené v severnej časti centrálneho pásma — v tatridách. Vo veporidách odlišujú sa teda dva tektonické elementy: 1. spodný s tektonikou „vnútenou“ (Ampfererova Walzzone), ktorý má charakter autochtónny, prípadne paraautochtónny — kryštalinikum s úzkymi mezozoickými synklinálami; 2. vrchný s voľnou tektonikou (Ampfererove Schubmassen) — presunuté mezozoické príkrovy. Mezozoikum v presunutých príkrovoch je dobre známe. Menej známe sú mezozoické série v autochtónnej — koreňovej časti veporíd. V poslednom čase sme ich bližšie študovali a zistili niektoré pozoruhodné javy, na základe ktorých sa vzťah subtatranských príkrovov k veporskému kryštalickeému pásmu dostáva do iného svetla.

### Stručný historický prehľad

Od doby, keď bol prijatý názor o príkrovej stavbe Karpát, z hľadiska paleogeografického považuje sa veporské kryštalinikum za subtatranské sedimentačné pásmo, z hľadiska tektonického za koreňovú zónu príkrovov. Vymedzenie jednotlivých zón ako sedimentačných oblastí toho-ktorého príkrovu sa časom zmenilo.

R a b o w s k i (1926) považoval za koreňovú zónu subtatranských príkrovov oblasť južne od pásma Vepora, t. j. južne od dnešnej zóny Kráľovej hole.

M a t ě j k a (1927) i K e t t n e r (1927) považujú za subtatranské sedimentačné pásmo oblasť južne od dumbierskeho kryštalickeého masívu.

Zoubek (1932—36) rozdelil veporské kryštalinikum na jednotlivé zóny. Za sedimentačné pásmo subtatranské považoval krakovskú zónu; južnejšie zóny, muránsku a tisoveckú považoval za gemeridné. Začlenenie muránskej zóny ku gemeridám vyplynulo hlavne z pozície gemeridného muránskeho mezozoika v jej nadloží. Metamorfovanú paleozoicko-mezozoickú sériu klastík a vápencov v podloží nemetamorfovaného muránskeho mezozoika s voľnou tektonikou považoval za jeho spodnú časť spätú s podložným kryštalinikom s tektonikou vnútenou.

Kettner (1938) považoval krakovskú zónu za sedimentačné pásmo krížňanského príkrovu s odôvodnením, že séria Veľkého Boku, ktorá má vývin krížňanský, vystupuje v podloží krakovského kryštalinika vo forme „valenej vrásy“ — Walzfallte, a je s ním tektonicky spätá. Zoubkovu muránsku zónu nazýva kráľovoholskou a považuje ju za sedimentačné pásmo chočského príkrovu. Robí tak na základe spätosti kryštalinika Kráľovej hole s karbónom a mezozoikom „vernárskeho pruhu“, ktoré považuje za chočské.

Schönnenberg R. (1948) považuje Rozlozsnikovu Foederata sériu za mezozoický obal Zoubkovej tisoveckej zóny, za korene vyšších príkrovov.

Pouba (1951) spomína ďalšie dôkazy o príslušnosti zóny Kráľovej hole k chočskému príkrovu a za hľaný považuje superpozíciu gemeridného vápencového karbónu v nadloží epikyarcitov obalovej série (sp. trias), a útržky melafýrovej série vovrásnenej do gemeridného werfenu (Kovařík — Kužvart — Pouba 1954).

Zoubek (1955—57) za sedimentačnú oblasť chočského príkrovu pripúšťa i zónu Kohúta, lebo spodný trias v zóne Kráľovej hole má odlišný kremencový vývin ako chočský, pričom chočský werfen s melafýrmi v zóne Kráľovej hole má príkrovový charakter.

Ako vidno, sedimentačné oblasti subtatranských príkrovov boli stanovené hlavne na základe tektonických vzťahov mezozoických sérií k jednotlivým zónam kryštalinika. Menšia pozornosť sa venovala litologickým a stratigrafickým vzťahom vlastných príkrovov k ich koreňom. Opomenutie faciálnych vzťahov vyplýva z toho, že „koreňov“ je málo, sú neúplne vyvinuté, metamorfované a sčasti sa dokonca považujú za paleozoické [napr. Pouba (1951), Kovařík — Pouba — Kužvart (1954) a Zoubek (1955—56) považujú metamorfovanú sériu v podloží muránskej planiny za karbónsku, Mášková (1958) aj Foederata sériu]. Nedostatok koreňov sa vysvetľuje presunutím mezozoických más k severu do oblastí tatrid vo forme dalekosiahlych príkrovov.

Nový názor na postavenie kryštalických zón priniesol Mahei (1957), ktorý tzv. Foederata sériu označuje ako dobšinské mezozoikum, a považuje ho za gemeridné, autochtónne, späté s kryštalinikom zóny Kohúta. Ruší tým koreň chočského, prípadne vyšších príkrovov. Poukazuje ďalej na to, že chočské mezozoikum „vernárskeho pruhu“ má úzky faciálny vzťah k severogemeridnému, s ktorým je tektonicky späté.



Bystrický (1959) naväzuje na Maheľov názor a poukazuje na vzťah mezozoika vernárskeho pruhu k muránskemu, lebo oba ležia na metamorfovanej mezozoickej sérii; chočský „vernársky pruh“ nepovažuje za jednu tektonickú jednotku späť s kryštalinikom Kráľovej hole v zmysle Kettnera (1938). Mezozoikum Dudlavej skaly považuje za gemeridné, súvrstvie metamorfovaných karbonatických hornín v okolí Šumiaca (na rozdiel od Poubu) za mezozoický obal kryštalinika, a nie za gemeridný karbón.

D. Kubíny (1959) spomína z oblasti Kráľovej hole jednotný veporidný mezozoický sedimentárny obal, ktorý neprerušene obaluje kraklovské i kráľovohorské kryštalinikum. K obalu „severných veporid“ počíta sériu Veľkého Božu, k obalu Kráľovej hole i mezozoikum Dudlavej skaly. Vernársky pruh i muránske mezozoikum považuje za chočský príkrov.

Pozrime sa teraz na jednotlivé kryštalické pásma a ich sedimentárne obaly, ktoré majú predstavovať „korene“ subatranských príkrovov.

### Kryštalinikum kraklovského pásma a jeho mezozoický sedimentárny obal

Najúplnejšie vyvinutý a najrozšírenejší sedimentárny obal má kraklovské kryštalinikum; je to tzv. séria Veľkého Božu, ktorá rôzne širokým pruhom lemuje severný okraj kraklovského kryštalinika od Vernárskeho potoka po Nižnú Bocu, odkiaľ sa stáča k JZ a medzi kraklovským a dumbierskym kryštalinikom pokračuje k Mýtu pod Ďumbierom. Menšie výskyty sú i západne od Nižnej Boce v podloží melafýrovej série, uprostred kryštalinika pri Osrblí a v záreze Bacušskej doliny (Zoubek 1931—32). Vrstevný sled série Veľkého Božu zo severného okraja kraklovského pásma opisuje Kettner (1938), Zoubek (1952), Biely (1956) a Pôbiš (1957). Všetci autori považujú túto sériu za krížňanskú, až Maheľ (1959) ju pričlenil k svojej skupine „západokarpatských“ sérií s určitými znakmi prechodu do krížňanskej série.

Všimnime si bližšie vrstevný sled jej pokarbónskych útvarov.

1. Ako najspodnejší člen sú známe svetlé arkózy a bridlice, zastupujúce perm; vystupujú hlavne južne od Malého Božu.
2. Svetlé kvarcity a kremité bridlice miestami v hornej časti so súvislejšou polohou pestrých werfenských vrstiev (hlavne v oblasti Malého a Veľkého Božu) patrí a spodnému triasu.
3. Tmavé, väčšinou masívne dolomity sa považujú za stredný, čiastočne i vrchný trias.
4. V nadloží stredotriasových dolomitov vystupuje tenká poloha lunszkých vrstiev;
5. v ich nadloží vystupujú pestré keuperské bridlice s vložkami dolomitov a svetlých pieskovcov. Dolomity miestami vytvárajú i hrubšie polohy. V okolí Liptovskej Tepličky našiel v nich Kettner (1938) rohovcové hľazy.
6. Nad keuperom, prípadne dolomitom leží súvrstvie Lasu, ktoré z miesta na miesto mení svoj charakter; v oblasti Vernára sú to svetlosivé až sivé masívne i vrstvitité celistvé a jemnozrné vápence, miestami s hniezdami dolomitov, tmavosivé a čierne jemnozrné doskovité vápence s prepláštami čiernych bridlic a žltoružové slabokrinooidové vápence. V okolí Liptovskej Tepličky na báze Lasu zistil Kettner brekcie. Na západnom svahu Doščanky (vých. od horárne D.kula)

lias zastupujú tmavosivé až čierne hrubozrnné krinoidové vápence, miestami s hojným klastickým materiálom dolomitov. Sú v nich zhluky rohovcov, ktoré hlavne v hornej časti tvoria i súvislejšie polohy. Uprostred nich je asi 1 m mocná poloha mangánových bridlic, ktoré miestami prechádzajú do jemnozrnných žltkavých, alebo krinoidových vápencov so šošovkami alebo vrstvičkami svetlých rohovcov.

7. Doger zastupujú doskovité a bridličnaté zelenosivé i červenofialové celistvé kremité vápence s hluzami i súvislejšími vrstvičkami rohovcov;

8. v ich nadloží sú žltkasté, miestami ružovkasté jemnozrnné až celistvé vápence, počítané k malmu; sú doskovité alebo bridličnaté s ojedinelými rohovcami.

9. Neokom zastupujú sivé, dobre vrstvomité, až bridličnaté vápence a slienité vápence.

Horniny sú zväčša zbridličnatené — metamorfované s autigénnymi minerálmi, sericitom a muskovitom. Metamorfný vplyv je najzreteľnejší na horninách jury a kriedy, ktoré sú miestami zmenené až na vápnité fylity.

Z tohto stručného prehľadu vidno, že sled vrstiev neodpovedá krížňanskej sérii rozloženej napr. v západnej časti Nízkych Tatier. Predovšetkým v triase nebol zistený gutensteinský vápenec; keuper je netypicky vyvinutý, a nebol zistený réť. V réte sa predpokladá stratigrafický hiát. Za jeho existenciu hovoria liasové brekcie i krinoidové vápence s klastickým materiálom triasu. V liase nie je vyvinutá fácia škvrnitých slienov charakteristická pre krížňanskú sériu (v zmysle nového vymedzenia; *M a h e I* 1959), v malme chýbajú červené radiolarity. Lias má vývin plytkovodný, krinoidový, charakteristický pre série tatrídne, resp. západo-karpatské.

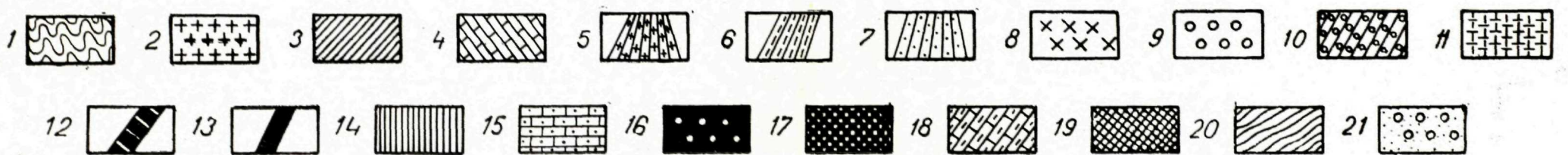
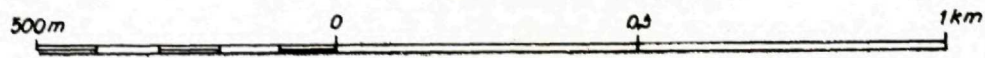
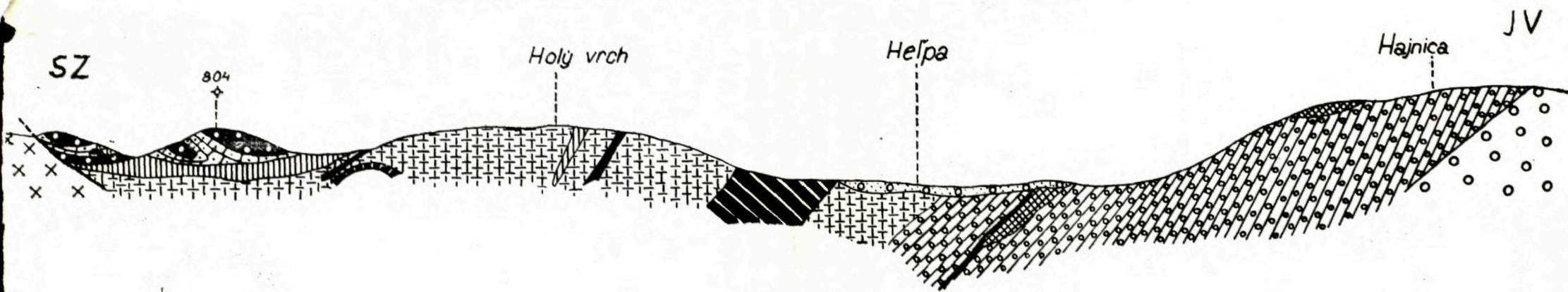
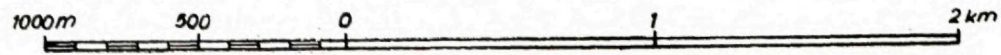
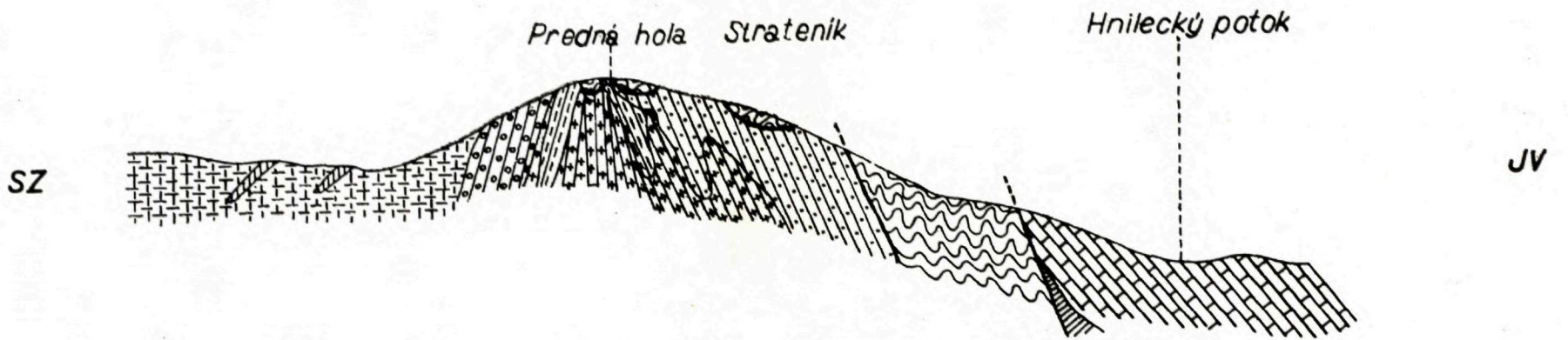
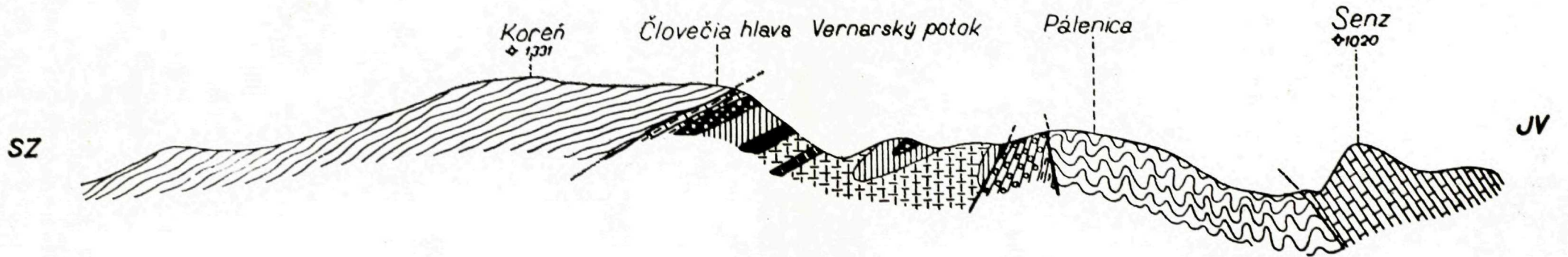
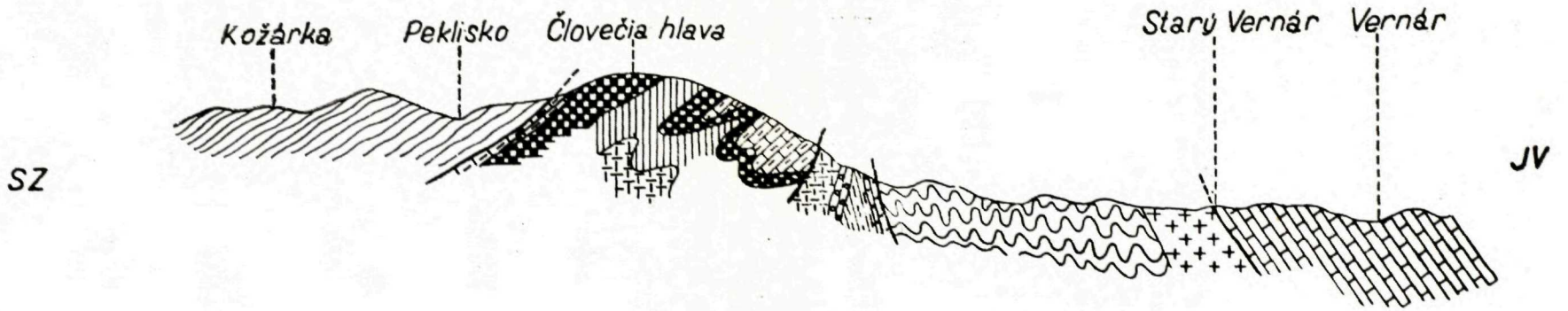
Sérii Veľkého Boku sa pripisuje veľký význam hlavne z hľadiska paleogeografického a tektonického. Pre jej spätosť s krakovským kryštalinikom považuje sa toto za sedimentačnú oblasť krížňanskeho príkrovu. Sériá Veľkého Boku podľa *K e t t n e r a* (1938) vystupuje vo forme valenej vrásky a v dielčích príkrovoch s ponorenými čelami vrás, ktoré sa zakoreňujú pod krakovským kryštalinikom. Obdobné pomery uvádza v záp. časti územia *Z o u b e k* (1952). Spodné členy, perm a spodný trias vytvárajú podľa neho digitácie s prevráteným sledom, zatiaľ čo vyššie členy vystupujú vo forme strižneho príkrovu. Po preštudovaní hlavne východnej časti územia nemožno s touto tektonickou interpretáciou súhlasiť. Celá mezozoická séria nevystupuje totiž z podložia krakovského kryštalinika, ale je v jeho nadloží; skláňa sa k severu, prípadne je vztýčená. Jej niekoľkonásobné opakovanie nemožno považovať za falošné vrásky a digitácie; v skutočnosti ide o rad vrás a šupín s južnou vergenciou. Priebeh útvarov, početné drobné vrásky prevrátené k juhu s osovým úklonom k východu to plne potvrdzujú (*B i e l y* 1956).

Ani existencia digitácií v západnej časti územia (oblasť Vyšnej Boce) nie je preukazateľná. Ide o tektonicky silne postihnutú oblasť neďaleko styku s Ľumbierskym pásmom, kde jednotlivé útvary sú zošošovkovatené — zošupinovatené a chaoticky usporiadané. Z hľadiska poznatkov vo východnej časti sa zdá, že tu ide o normálne šupiny, a nie o prevrátené vrásky.

Výskyty pri Osrbli a v Bacúšskej doline sú malé, s neúplným vrstevným sledom.

# Geologické profily severovýchodného svahu Kráľovej hole

Zostavil A. BIELY



Vysvetlivky:

1-4. *gerneridy* - vernarský pruh: 1 - tmavé fylitické bridlice, pieskovce, arkózy - karbón; 2 - zelené diority; 3 - pestré bridlice a pieskovce - werfen; 4 - vápence a dolomity - str. trias; 5-7. *obal pásma Kráľovej hole*: 5 - porfýroidy - perm; 6 - chlorit-epidotické bridlice - perm; 7 - svetlé kremence - spod. trias; 8-19 *krakľovské pásmo a jeho sedimentárny obal* - *séria Veľkého Boku*: 8 - kryštalinikum; 9 - svetlé arkózy - perm; 10 - kremence s vložkami

fylitických bridlic - spod. trias; 11 - dolomity - stred. a vrchný trias; 12 - lunzské vrstvy; 13 - keuper; 14 - tmavé bridlice a vápence - lias; 15 - pestré kremité vápence s rohovcami - doger; 16 - biele a perleťové vápence - malm; 17 - doger - malm; 18 - sivé slienité vápence - neokom; 19 - mezozoikum Veľkého Boku vcelku; 20 - werfen s melafýrmi; 21 - štrky.

Handwritten text, possibly a title or header, located at the top of the page.

Handwritten text, possibly a label or description, located in the upper left quadrant.



Handwritten text, possibly a label or description, located in the middle left quadrant.



Handwritten text, possibly a label or description, located in the lower left quadrant.



Handwritten text, possibly a label or description, located in the lower middle quadrant.



Handwritten text, possibly a label or description, located in the bottom right corner.

Rozšírenejší vápencovo-dolomitický komplex uprostred kraklovského pásma vystupuje v okolí Heľpy. Jeho vystupovanie hrá dôležitú rolu pri celkovej interpretácii, preto ho bližšie opíšem.

Zoubek (1935) z oblasti Heľpy opisuje spodnotriasové kvarcitty, strednotriasové dolomity a vápence, ktoré neskôr Zoubek a Gorek (1953) podrobnejšie preštudovali a uvádzajú, že mezozoikum je uložené na rozhraní dvoch kryštalických zón, severnejšej kraklovej a južnejšej žulovej zóny Kráľovej hole. Z pokarbónskych hornín zistili: 1. južne od Heľpy arkózy permu a spodnotriasové kremence (považujú ich za transgresívny útvar zóny Kráľovej hole); severne od Heľpy bridličnaté a piesčité vápence — kampil; 3. tmavé vápence gutensteinského typu; 4. svetlé vápence wettersteinského typu; 5. svetlé dolomity, sčasti premenené na rauvaky; 6. lunzsko-reingrabenské súvrstvie; 7. karpatský keuper; 8. sivé bridličnaté vápence a vápnité fylity rázu škvŕnitých slieňov.

Mezozoikum od Heľpy obsahuje podľa nich elementy rôznorodé — keuper, lias = križňanské; „Hauptdolomit“? = chočské, i južnejšie = wettersteinské vápence. Preto i výklad tektonickej príslušnosti nie je jednoznačný. Ako najpravdepodobnejšie tvorí mezozoikum obal na rozhraní kraklovského (križňanského) a kráľovohoľského (chočského) kryštalinika. Zdôrazňujú, že mezozoické horniny sú silne dynamometamorfované asi v dôsledku mocného nadložja.

Kubínny (1958) považuje permské arkózy a kremence v ich nadloží za transgresívny útvar kraklovského kryštalinika, ktorý nikde nepresahuje líniu nasunutia pásma Kráľovej hole na kraklovskú zónu. Mezozoikum bližšie nerozčleňuje, ale považuje ho za obal kraklovského pásma.

Z pokarbónskych útvarov v okolí Heľpy možno odlišiť tieto členy:

1. arkózy — perm;
2. zelené bridličnaté chloriticko-epidotické horniny — perm;
3. epikvarcitty s vložkami sivých a pestrých fylitických bridlíc — spodný trias;
4. dolomit, miestami bunečnatý — stredný a vrchný trias;
5. lunzské vrstvy — karn;
6. keuper — nor;
7. sivé a čierne ílovité bridlice a slienité bridlice prechádzajúce do sivých a čiernych vápencov — lias;
8. pestré kremité doskovité vápence, miestami s hľuzami a s tenkými doskami rohovcov — doger;
9. biele a ružové vrstvovité až bridličnaté mramorizované vápence — malm;
10. sivé a čierne slienité doskovité a bridličnaté vápence — neokom.

V nadloží tejto metamorfovanej série vystupuje šupina tmavých, často sľudnatých fylitických bridlíc a pieskovcov, miestami až arkóz s vložkami zelených bridlíc. Uprostred týchto hornín je teliesko zelenkavých jemnozrnných dioritických hornín. Ich nadložie chýba a ťažko stanoví ich vek a tektonickú príslušnosť.

### Stručný opis jednotlivých členov

Perm. 1. *Permské arkózy* sú bielej, resp. bielosivej farby, jemne a strednozrnné, silne stlačené. Kremenné i živcové zrnká sú šošovkovite pretiahnuté. Plochy bridličnatosti sú doprevádzané hojným sericitom. Vystupujú v nadloží kryštalinika.

Smerom na západ sú ako synklinála zavrásnené do kryštalinika krakovského pásma (Kubiny 1958).

2. Nad arkózami je úzky pruh *tmavozelených bridličnatých hornín*, ktorých polohu a petrografický charakter najlepšie možno sledovať v pekných odkryvoch na ľavom brehu Hrona, južne od stanice Heľpa. Sú silne zbridličnatené, tmavé minerály zmenené na chlorit a epidot. Zriedka sa v podloží nájdu horniny pripomínajúce porfyroidy. Postavením a petrografickým charakterom pripomínajú zelené chloriticko-epidotické bridlice na Prednej Holi a Úplaze (východný svah Kráľovej hole) späť s porfyroidmi.

1. Spodnotriasové epikvarcity sú zväčša bielosivej, bielej a zelenkavej farby, silne zbridličnatené, jemno i hrubozrnné. Plochy bridličnatosti sú doprevádzané šupinami sericitu. Uprostred kremencov sú na severnom svahu vrchu Hajnica vložky tmavosivých až čiernych kremitých bridlíc, silne fylitizovaných. V severnejšom pruhu na pravom brehu Hrona sú uprostred kremencov vložky červenofialových i zelených sericitických a kremitých fylitických bridlíc.

2. Stredný a vrchný trias: a) *Masy dolomitu* severne od Heľpy zastupujú stredný a vrchný trias. Pre zložité tektonické pomery a nedostatok skamenelín nemožno zistiť, ktoré dolomity patria vrchnému a ktoré strednému triasu. Z celkových pomerov sa zdá, že len časť dolomitu je strednotriasová. Sú to celistvé i cukrovité horniny, zväčša masívne, sivé až svetlosivé, obyčajne rozpadavé na drobnú ostrohrannú drť. Často sú po puklinách do žltá sfarbené. Povrch je drsný, rýhovaný. Zriedkavejšie na navetraných plochách vidieť hojné prierezy drobných organizmov a oolitické útvary. Na južnom svahu Holého vrchu v najvyššej časti majú hľuzy rohovcov. Miestami sú zmenené na hrdzavožlté rauvaky.

b) *Lunzské vrstvy* pekne odkryté vystupujú hlavne v záreze cesty pri kostole v Heľpe. Sú to tmavosivé a čierne ílovité bridlice s trieskovitým rozpadom. V celej mase horniny sú niekedy rozosiate veľmi jemné šupiny sludy. Plochy bridličnatosti sú zriedkavo sfarbené do hrdzava a rozpadajú sa na drobné ihličkovité úlomky. Uprostred bridlíc sú 1–5 m mocné polohy sivých a zelenkavých jemnozrnných pieskocov. Súvrstvie má všetky charakteristické črty lunzských vrstiev.

c) Nepatrne a netypicky je vyvinutý *keuper*. Na hornom konci Heľpy v potoku vystupujú červenofialové ílovité bridlice s drobnobridličnatým rozpadom. Sú tu naváľané aj úlomky zelených ílovitých bridlíc. Miestami vyplňujú iba medzivrstvené plochy dolomitov. Severne od k. 908,3 (Stainová) uprostred dolomitov, často rauvakizovaných, sú drobné úlomky červených bridlíc; nájdu sa i balvany jemno až strednozrnných pieskocov s drsným povrchom, zložené z málo opracovaných úlomkov silne undulózneho kremeňa. Jemne lamelované plagioklasy, ortoklas i mikroklin sú zastúpené iba akcesoricky. Vápnitého tmelu je veľa, takže jednotlivé zrnká sa navzájom nedotýkajú; tmel je drobnozrnný. Z autigénnych minerálov sa zriedka vyskytujú drobné šupinky sericitu, niekedy v zhlukoch; štruktúra blastosamitická.

L i a s. — *Rétické horniny* typické obsahom skamenelín neboli zistené. V nadloží dolomitov sú čierne alebo sivé ílovité bridlice, zvetrávajúce do sivohneda, s drobnobridličnatým alebo trieskovitým rozpadom. Uprostred bridlic sú vložky tmavých jemnozrnných zbridličnatených vápencov. Na plochách odľučnosti majú šupiny sericitu. Miestami majú vápence značnú prevahu; v takých prípadoch sú masívne a lavicovité; často bývajú mramorizované. V mikroskope sú drobnozrnné s malými zhlukmi kremeňa, sericitu a Fe komponentov.

V pruhu južne od Holého vrchu sú vápence svetlejšie, celistvé i jemnozrnné, výrazne mramorizované. Na bridličnatých plochách sú miestami sericitové šupinky. Medzi dolomitom a vápencami tvoria tmavé bridlice tenkú vrstvu a zvetrávajú do žltosiva. Vo výbruse sú vápence výrazne usmernené, mikroznité s ojedinelými reliktami echinodermát. Veľmi vzácne sa vyskytujú rohovce.

K d o g e r u možno začleniť pestré kremité vápence s rohovcami (Z o u b e k — G o r e k ich považovali za kampil); sú žltkavé, ružové, zelenkavé i červenofialové, doskovité až bridličnaté. Detailne sú zvrásnené do početných väčších i menších vrás. Na povrchu sú obyčajne drsné od zvetraných sericitických zhlukov. Na plochách bridličnatosti sú hojné sericitické šupinky, zhluky alebo vrstvičky, ktoré vynikajú hlavne na navetraných plochách. Vo vápencoch sú bielosivé rohovcové hľuzy, zriedkavejšie aj súvislejšie vrstvičky.

Vo výbruse je hornina mierne usmernená s roztrúsenými väčšími kalcitovými kryštálkami, v ktorých sú zachované zvyšky článkov echinodermát. Hojnou akcesóriou sú drobné zrnká kremeňa, zväčša undulózneho. Rohovcové hľuzy sú z drobnozrnej kremitej hmoty s ojedinelými klencami karbonátov. Vápence sú metamorfované, mramorizované a nenašla sa v nich žiadna fauna. Na základe ich polohy nad liasom považujeme ich za doger; sú podobné dogerským vápencom série Veľkého Boku.

M a l m. V nadloží kremitých rohovcových vápencov vystupuje menšia poloha svetlých, ružových, bielych a žltkavých vápencov, jemnozrnných a celistvých, bridličnatých, doskovitých i lavicovitých. Povrch majú hladký, odľučnosť bridličnatú. Plochy bridličnatosti sú často posiate šupinkami sericitu, zriedkavejšie veľmi jemnou vrstvičkou hematitu, čo spôsobuje pruhovanie vápencov. Horniny často tvoria vrásky rôznych rozmerov a sú mramorizované, o čom svedčí prítomnosť novovzniklého sericitu a muskovitu. Fauna sa v nich nenašla. Z o u b e k — G o r e k ich považovali za wettersteinské vápence triasu. Na základe ich polohy nad kremitými rohovcovými vápencami a podobnosti s malmom série Veľkého Boku ich možno zaradiť do malmu.

K n e o k o m u patria najvyššie položené horniny na svahu Stainova, podobné neokomu série Veľkého Boku. Sú to sivé zbridličnatené vápence; na ich čerstvom lome i na navetranej ploche vidno pružkovanie, spôsobené striedaním vrstvičiek karbonátov s vrstvičkami bohatými na sericit, ktoré pri vetraní vyčnievajú. Vápence sú silne zvrásnené, v mikroskope zreteľne usmernené. Mikrokryštalická kalcitová

masa je husto pigmentovaná. Niektoré vrstvičky sú zrnitejšie, bohaté na undulózný kremeň. Vo forme drobných šmúh je zastúpený grafit a sericit.

Pri porovnaní mezozoika od Helpy s inými sériami Západných Karpát vidíme takmer úplnú zhodu so sériou Veľkého Boku, ktorej vrstevný sled sme vyššie uviedli. Zhodný je stratigraficko-litologický vývin jednotlivých členov i dynamo-metamorfny charakter hornín a preto považujeme ho za súčasť série Veľkého Boku.

### Tektonika helpianskeho ostrova

Permské arkózy a mezozoikum leží uprostred krakovského kryštalinika. Arkózy smerom na západ vytvárajú v kryštaliniku strmo zavrásnenú synklinálu (K u b í - n y 1958). V južnej časti územia, pozdĺž Hrona, v nadloží permu leží súvrstvie spodnotriasových kremencov uklonené k severu. V skutočnosti ide o dva pruhy, uprostred ktorých vystupujú stredotriasové, jurské, a snáď i kriedové horniny, silne zbridičnatené a redukované. Z hornín stredného triasu a jury na povrch vystupujú len tri nepatrné šošovky; pri vrcholovom bode Hájnica v nadloží kremencov spodného pruhu v malej čiapke rozoznáme horniny triasu, dogeru a malmu, uklonené k severu. Zaujímavý odkryv je na pravom brehu Hrona v záreze cesty pri nakladacej stanici Podhájkky, kde sa kvacity vrchného pruhu s vložkami fylitických a kremitých bridlíc vyskytujú v nadloží karbonatických hornín, pravdepodobne neokomských. Styčná plocha je uklonená asi  $60^\circ$  k severu. Bridlice spodného triasu sú zvrásnené do drobných vrás. Smer osí vrás je  $80^\circ$  k V, úklon osí  $25-30^\circ$  k V. Osová rovina vrásy sa skláňa  $70^\circ$  k severu. Drobné vrásy majú teda vergenciu k juhu a celý kremencový pruh je nasunutý k juhu na neokom. Tretí výskyt je v záreze cesty južne od k. 628. Horniny sú silne metamorfované a nemožno ich stratigraficky začleniť. V južnej časti územia sú teda dve dielčie štruktúry. Spodnejšia, spätá s kryštalinikom, má horniny od permu po neokom?, ovšem karbonátové členy sú veľmi redukované a vystupujú len ako šošovky doprevádzajúce prešmykovú plochu. Z vrchnejšej štruktúry presunutej na spodnejšiu poznáme kremence spodného triasu. Vyššie členy sú prikryté hrubou vrstvou štrkov a hĺn, a objavuje sa až lunszké súvrstvie odkryté pri kostole v Helpe.

V oblasti sev. od Helpy sa na stavbe zúčastňujú horniny stredného a vrchného triasu, jury i kriedy. Na južných svahoch Holého vrchu (k. 821,7) vystupujú uprostred dolomitov vápence a bridlice liasu, strmo uklonené k severu. Je to úzka synklinála s južnou vergenciou.

Tektonicky najzložitejšia je severná časť územia. Na kryštaliniku ležia priamo horniny jury, ktoré tvoria silne zošupinatené synklinály uprostred dolomitov. Zreteľnejšia vrása je na ľavej strane potoka Priehyby v oblasti k. 804,8. Nad liasom vystupujú malmské biele a ružové vápence, nad nimi dogerské kremité vápence a najvyššie opäť malm. Ide o vrásy so severnou vergenciou. V nadloží jury a kriedy na vrchu Stainová a SZ od Pohorelej vystupujú dolomity, pravdepodobne zvyšky



vyššej štruktúry. Smerom na SV sa mezozoikum zužuje a pri Pohorelej uprostred arkóz celkom vyklinuje.

Ako cudzí, zreteľne presunutý element v nadloží jurských vrstiev sú sivé a zele-  
nosivé pieskovce s polohami bridlic a telieskom vulkanických dioritických hornín.  
Vek a pôvod týchto hornín nie je známy.

Z opísaných tektonických pomerov, na južnom okraji prešmyky k juhu, na sever-  
nom k severu vyplýva, že mezozoikum pri Helpe má dvojstrannú vejárovitú stavbu,  
pre koreňovú oblasť netypickú.

Z litologickej, stratigrafickej a tektonickej charakteristiky série Veľkého Boku  
vyplýva: názor o tom, že kraklovské kryštalinikum predstavuje pôvodnú sedi-  
mentačnú oblasť krížňanského príkrovu, koreňové kryštalinikum, a séria Veľkého  
Boku zavrásnené korene a paraautochtón krížňanského príkrovu, nemožno považo-  
vať za opodstatnený. Kryštalické pásmo kraklovské má špecifické tektonometam-  
orfné znaky s dvojstrannými šupinovitými prešmykmi (K u b í n y 1959). Aj  
jeho sedimentárny obal, séria Veľkého Boku má uprostred kryštalinika dvojstranné  
vrásové prešmyky a na severnom okraji kraklovského pásma južnovergentné štruk-  
túry, ktoré protirečia názoru o zakorenení krížňanského príkrovu v tomto pásme.  
Ani podľa litologicko-stratigrafického charakteru nie je séria Veľkého Boku obdo-  
bou krížňanského príkrovu. Južné i severné vergencie sú výsledkom jednej horo-  
tvornej fázy — alpinskej, v ktorej bolo vyvrásnené centrálné pásmo Karpát. Dô-  
kazom toho je regionálna epizonálna dynamometamorfóza mezozoika, ktorá je  
súčasná so vznikom južnej i severnej vergencie. Mladšie fázy vrásnenia sotva mali  
takú intenzitu, žeby preformovali staršie jednosmerné štruktúry a viedli k progres-  
sívnej metamorfóze mezozoika za súčasnej retrográdnej metamorfózy kryštalinika.  
Krklovské pásmo teda nemôžeme považovať za sedimentačný priestor krížňanské-  
ho príkrovu a sériu Veľkého Boku za jeho korene a paraautochtóna. Ona predsta-  
vuje mezozoickú sériu charakteristickú pre kraklovské a snáď i dumbierske pásmo.

### Kryštalinikum pásma Kráľovej hole a jeho sedimentárny obal

V južnejšej zóne veporského kryštalinika v pásme Kráľovej hole sa donedávna  
za mezozoické horniny považovali len spodotriasové kvarcity ako sedimentárny  
obal kryštalinika a malý výskyt dolomitov pri západnom ukončení Muránskej  
planiny. Metamorfované vápence, bridlice a dolomity (P o u b a 1951; K o v a -  
ř í k — K u ť v a r t — P o u b a 1954; Z o u b e k 1955) sa považovali za geme-  
ridný karbón nasunutý spolu s Muránskou planinou na kremence. M a h e l  
(1957), vychádzajúc z autochtonity severogemeridnej synklinály, uvažuje o tom,  
či i kremence nepatria do karbónu. K u b í n y (1959) na východných svahoch  
Kráľovej hole považuje kremence a metamorfované vápence za mezozoický sedi-  
mentačný obal pásma Kráľovej hole. B y s t r i c k ý (1959) začleňuje k sedimen-

tárnemu obalu pásma Kráľovej hole ďalšie výskyty metamorfovaných dolomitov, vápencov a bridlíc pri Šumiáci, na Malej Stožke a v údolí Slávča. Tým sa vápen-cový karbón redukoval len na oblasť Struženíka a údolia Furmanca.

Všetky výskyty metamorfovaných vápencov a dolomitov v podloží Muránskej planiny, včítane na Struženíku a v údolí Furmanca som preštudoval a dospel k názoru, že tzv. vápencový gemeridný karbón neexistuje, a že v skutočnosti ide o metamorfovanú mezozoickú sériu, tektonicky spätú s jej kryštalickým podložíom. Obalová séria Kráľovej hole je najviac rozšírená a najlepšie prístupná na Struže-níku.

Všeobecne možno určiť tento vrstevný sled:

1. Najspodnejším členom obalovej série pásma Kráľovej hole je *porfyroidovo-arkózová séria* a *chlorit-epidotické bridlice* na Úplaze a Prednej holi. Kettner (1938) zaraďoval uvedené horniny ku kryštalíniku kraklovského pásma, Kubíny (1959) do spodného karbónu prípadne permu, ktorý je do tejto oblasti presunutý spolu s chočským príkrovom. Pôvodne Biely (1956) prevzal Kettnerov názor; teraz po preštudovaní okolia Úplazu však od neho upúšťa. Uvedená séria je súčasťou obalu kryštalínika Kráľovej hole a patrí najskôr permu (obdobná séria vystupuje uprostred kraklovského pásma pri Helpe); leží na kryštalíniku Kráľovej hole a spolu s kremen-cami, vápencami a dolomitmi je zvrásnená a zošupinovatená; nie je však presunutá s „vernárskym pruhom“.
2. *Svetlé jemnozrné kvarcitty* sú obyčajne dobre zvrstvené, často zbridličnatené s novovzniklým sericitom, zriedkavejšie i turmalínom. Uprostred nich sú často sivé až čierne alebo sivozelené sericiticko-kremité bridlice a fylity, tvoriace tenšie vložky alebo preplástky. Hojnejšie sa vyskytujú vo vrchných častiach kremencov a zriedkavo pozvoľne prechádzajú do súvislejšej polohy. Lepšie odkryté sú v Hrdzavej doline; severne od Veľkej Stožky tvoria uprostred kremencov súvislú polo-hu, ktorá predstavuje synklinálu, s dolomitmi v jadre. Bridlice sú silne stlačené, fylitizované s li-neáciami na bridličnatých plochách. Ide pravdepodobne o ekvivalent werfenských vrstiev.
3. V nadloží spodného triasu vystupuje tenší *pruh sivých a žltohnedých cukrovitých dolomitov*, alebo celistvých dolomitov; sú masívne, obyčajne rozpadavé na ostrohranné kusy s typickým drsným povrchom. Často sú zmenené na bunečnaté rauvaky.
4. V nadloží dolomitov vystupuje *pruh vápencov* čiernej, sivej, miestami až bielej farby, jemno i hrubšie kryštalické. Vápence sú doskovité alebo bridličnaté, miestami pruhované. Biele a čierne vrstvičky vápenca sa navzájom striedajú, miestami je pruhovanie spôsobené striedaním vápenco-vých a bridličnatých vrstvičiek. Na plochách bridličnatosti sú časté šupinky sericitu až muskovitu, niekedy i väčšie sericitové zhluky. Zriedkavo sú na navetraných plochách viditeľné prierezy echi-nodermát. Vo vápencoch sa miestami nájdu šošovky a nepravidelné hľuzy rohovcov, dobre vidi-teľných hlavne na navetraných plochách. Okrem preplástkov bridlíc vystupujú uprostred vápencov i tenšie polohy tmavých až čiernych ílovitých a slienitých bridlíc, často fylitizovaných, o mocnosti niekoľkých metrov. Bridličné plochy sú obyčajne lesklé, so šupinami sericitu. Uprostred bridlíc sú i doskovité, alebo bridličnaté vložky čiernych kryštalických vápencov, v ktorých sú tenšie dolo-mitové vložky. Celé súvrstvie je silne zbridličnatené, metamorfované a miestami detailne zvrásnené do úzkych dlhých vrások. Čierne vápence sú drobnozrné, jemne zakalené bituminóznou grafiticťou hmotou. Uprostred drobnozrnnej základnej hmoty sa nájdu väčšie lamelované kryštáliky kalcitu, v ktorých sa niekedy zachovala krinoidová reliktná štruktúra. Celá masa horniny je usmernená, granolepidoblastická. Akcesóriou je autigénny kremeň. Rohovce sú zložené z drobnozrnnej kre-mennej masy, v ktorej sú rozptýlené karbonátové kryštáliky, niekedy pekne klencovito obmedzené. Celkom ojedinele sa nájdu šupinky sericitu. Jemné pruhovanie vápencov rozoznáme dobre i v mi-kroskope. Svetlejší prúžok tvorí drobnozrnný kalcit, obyčajne pretiahnutého tvaru. Zriedkavou

akcesóriou je ruda a kremeň. Tmavšie vrstvičky sú jemnozrnnejšie, zrnká tiež usmernené s lupienkami muskovitu, sericitu, s hojnším kremeňom. Základná hmota je zakalená do šeda. Textúra je výrazne paralelná.

5. V nadloží vápencov vystupuje masa *hnedastých cukrovitých dolomitov*, miestami sivých, spravidla masívnych, podobných dolomitom v podloží vápencov. V mikroskope sú číre, miestami zakalené limonitom. Majú granoblastickú štruktúru. Akcesóriou je autigénny kremeň.

6. Uprostred dolomitov na Struženíku (severne od Malej Stožky ako najvyšší člen) vystupujú *šošovkovité polohy tmavých bridlic a pieskovcov*. Bridlice majú často lineácie na plochách odlučnosti. Sú ľahko rozpadavé. Pod mikroskopom vidno ílovito-sericitickú zmes s hojne roztrúsenými opaknými minerálmi. Štruktúra je blastopelitická. Pieskovce sú jemnozrné, sivej farby, navetrávajúce do hrdzava. Majú nepatrnú prímes sludy. Sú doskovité a lavicovité, zložené z drobných úlomkov undulózneho kremeňa a sericitického tmelu. Paralelne s bridličnatosťou prebiehajú grafitové šmuhy. Akcesóriou je ruda a drobné stĺpkovité zelenkavé minerály, silne pleochroické, zriedka idiomorfne obmedzené; pripomínajú minerály epidot-zoizitovej skupiny. Zriedka sa nájde šupinka muskovitu a zirkón. Štruktúra horniny je blastopsamitická, textúra paralelná. Bridlice a pieskovce vzhľadom pripomínajú lunzské vrstvy, najmä ich poloha uprostred dolomitov.

6. Horniny najvyššieho horizontu vystupujú na troch miestach.

V údolí Furmanca, západne od hájovne Pod Dielom v nadloží dolomitov vystupujú *tmavosivé vrstvovité, zbridičnatené vápence* s hojnými sericiticko-grafitickými zhlukmi na plochách odlučnosti. V ich nadloží sú *žltoružové až červenoružové, jemnozrné kryštalické vápence* so šmuhovitými polohami tmavých vápencov; sú vrstvovité, zbridičnatené, so sericitom a muskovitom na vrstevných plochách, niekde veľkých lupenov alebo zhlukov; čiastočne sú piesčité. Miestami nájde *žltosivé zrnité masívne kryštalické vápence* s lupenmi a zhlukmi sericitu a muskovitu.

V mikroskope sú tmavé vápence ako drobnozrnná kalcitová masa, čiastočne usmernená a pigmentovaná grafitom. Grafit vytvára spolu so sericitom a pyritom i väčšie šmuhy zakalené limonitom. Šupinky muskovitu sú ako súčasť sericitických zhlukov, alebo uprostred karbonatickej masy. Hojnou súčasťou je kremeň, zriedkavo undulózne zhášajúci. Ružové jemnozrné vápence sú zložené z drobnozrnnej a mikrozrnitej masy, pigmentovanej železom. Uprostred karbonátov sú drobné zrná kremeňa. Bežnou akcesóriou je drobnošupinkovitý muskovit, zriedkavejšie väčšie lupene. Muskovit sa často koncentruje do prúžkov, ktoré zvyčajne majú paralelnú textúru hornín. Z rudných minerálov je prítomný pyrit. Hrubokryštalické vápence majú výraznú granoblastickú štruktúru. Kalcitové zrná sú lamelované, nepravidelne obmedzené. Niektoré zrná majú v strede kryptokryštalický kalcit alebo kremeň, čo robí dojem rekrystalizovaných článkov krinoidov. Zreteľné reliktu sa nenašli. Hojná je prímes autigénneho kremeňa, živca a menej muskovit. Hornina makro i mikroskopicky robí dojem rekrystalizovaného krinoidového vápenca.

Všetky tri typy vápencov pripomínajú horniny jury, najmä jemnokryštalické kremité, ružové a bieložlté hrubozrné vápence.

Na Struženíku v nadloží dolomitu vystupujú svetlé, spravidla lavicovité a doskovité *mramorizované vápence*. Sú jemnozrné, žltkavé, sivé i ružovkasté, miestami pruhované. V mikroskope sú drobnozrné s akcesorickou prímесou kremeňa. Vystupujú ako najvyšší člen súvrstvia a pravdepodobne patria do jury.

Na východnom svahu Kráľovej hole na hrebienku Holá Pálenica vystupujú *zelené a žltkavé, hrubozrné kremité vápence* s hojnými sericitovými zhlukmi. Zrná kremeňa a sericitových zhlukov vynikajú hlavne na navetranom povrchu. Majú nepravidelnú kusovú odlučnosť, drsný povrch a často sú hlboko zvetrané. V mikroskope majú granoblastickú štruktúru. Väčšie, nepravidelne obmedzené zrná kalcitu sú lamelované. Hojnou akcesóriou je autigénny kremeň a živec, ktorý je sericitizovaný; len zriedka nájde nerozložené lamelované kryštálky. Bežnou akcesóriou je sericit, obyčajne v zhlukoch, zriedkavo chlorit, muskovit a pyrit. Charakter horniny pripomína makro i mikroskopicky juru.

Celý vrstevný sled od epikvarcitov až po pestré vápence v podloží celej Muránskej planiny je silne epizonálne metamorfovaný, miestami zmenený na rauvaky a pripomína sériu Foederata — dobšinské mezozoikum, hlavne spodná časť: kremence, dolomity, rohovcové vápence s bridlicami. Hoci priame paleontologické dôkazy nemáme, nemôžeme túto sériu, podobne ako sériu Foederata považovať za karbón, ale za mezozoikum. Môžeme teda povedať, že karbonatický vývin gemeridného karbónu v Muránskej planine neexistuje. V nadloží kryštalinika Kráľovej hole je metamorfovaná mezozoická séria, v ktorej rozoznávame horniny triasu a snád i jury. Vrstevný sled metamorfovanej obalovej série neodpovedá ani jednému zo subtatranských príkrovov, najmä nie chočskému, ktorý by mal mať v zóne Kráľovej hole svoje „korene“. Preto niet dôvodu pásmo Kráľovej hole považovať za sedimentačnú oblasť chočského príkrovu.

Tento názor potvrdzujú i ďalšie poznatky, a to vzťah detritického karbónu gemeríd na báze Muránskej planiny k tzv. „chočskému“ karbónu vernárskeho pruhu, vzájomný vzťah werfenu Muránskej planiny a „vernárskeho pruhu“ a oboch k metamorfovanej obalovej sérii.

Z podložia Muránskej planiny K o v a ř í k — K u ž v a r t — P o u b a (1954) uvádzajú detritický vývin karbónu z údolia Slávča a považujú ho za gemeridný. V údolí Furmanca Z o u b e k (1957) obdobné súvrstvie v nadloží „karbonátového karbónu“ považuje tiež za karbón a pripúšťa možnosť, že ide o laminovaný chočský karbón. Mohutnejšia masa tmavých pieskocov, bridlíc a arkóz vystupuje vo „vernárskom pruhu“; K e t t n e r (1937) a po ňom ďalší autori považovali ju za chočský karbón, ktorý sa líši od gemeridného nedostatkom karbonátových členov. Už prv som poukázal (B i e l y 1956) na to, že v podstate rozdiely medzi chočským a gemeridným karbónom nie sú veľké. Karbón vernárskeho pruhu je podobný gemeridnému na Besníku a v hornom údolí Dobšinského potoka. Medzi karbónom „vernárskeho pruhu“ a detritickým karbónom v podloží Muránskej planiny existuje po začlenení metamorfovaných vápencov do mezozoika absolútna zhoda v zložke sedimentárnej i magmatickej. Karbón okrem známych výskytov som zistil severne od Švábolky a na Struženíku. Vo všetkých prípadoch (údolia Furmanca, Slávča, na Struženíku, severne od Švábolky a pri Vernári) leží v nadloží viac alebo menej redukovanej metamorfovanej obalovej série Kráľovej hole. Najspodnejší člen Muránskej planiny a vernárskeho pruhu — detritické súvrstvie karbónu spočíva na jednotnej metamorfovanej sérii (ako na to poukázal už B y s t r i c k ý, 1959).

Werfen s melafýrmi vo „vernárskom pruhu“ sa doteraz považoval za najtypickejšieho člena, na základe ktorého sa celá séria pričleňovala k chočskému príkrovu. Gemeridný werfen Muránskej planiny však neobsahuje melafýry. Podľa obsahu melafýrových efuzív sa v hrdle Besníka oddeľoval gemeridný werfen od chočského, hoci hranica medzi nimi bola vždy umelá (M a h e l 1957; B y s t r i c k ý 1959). Prítomnosť melafýrov na záp. svahoch Veľkej Stožky K o v a ř í k — K u ž v a r t

— P o u b a (1954) vysvetľovali ako „zavinutý“ chočský werfen v gemeridnom, hoci ho nemohli kartograficky odlišiť. Na nepravdepodobnosť tejto interpretácii poukázal M a h e l (1957) a B y s t r i c k ý (1959). Roku 1956 som zistil v nadloží karbónu pri Vernári kremité porfýry, ktoré som považoval za werfenské a poukázal, že teleso melafýrov pri Švermove predstavuje pravdepodobne tiež kremité porfýry. Výskumy Z o r k o v s k é h o (1959) potvrdili, že pri Švermove nejde o teleso melafýrov, ale kremitých porfýrov, podobne ako na záp. svahu Veľkej Stožky. Menšie výskyty kremitých porfýrov sme zistili i na severných svahoch Veľkej Stožky a severne od Šváboľky. Oba pruhy werfenu — „vernársky“ i v podloží Muránskej planiny majú nielen jednotný litologický vývin, ale i jednotnú vulkanickú zložku charakteru kremitých porfýrov. Werfen „vernárskeho pruhu“ sa však faciálne líši od melafýrovej série rozloženej na severnej strane Nízkyh Tatier v nadloží série Veľkého Boku, na čo už prv poukázal M a h e l (1957) a B i e l y (1956).

Záverom možno konštatovať, že rozdiely vo vývine karbónu a spodného triasu medzi „vernárskym pruhom“, Muránskou planinou a mezozoikom Stratenskej hornatiny v skutočnosti nejstávajú. Vývin stredného a vrchného triasu v gemeridách a vo vernárskom pruhu je tiež blízky (M a h e l 1957; B y s t r i c k ý 1959). Vernársky pruh podobne ako Muránska planina je teda jednotkou gemeridnou. Začlenením „vernárskeho pruhu“ ku gemeridám odpadá hlavné kritérium, na základe ktorého sa pásmo Kráľovej hole považovalo za sedimentačnú oblasť chočského príkrovu.

#### *Pásmo Kohúta a jeho obalová séria*

V južnejšom pásme — Kohúta vystupuje obalová séria hlavne v údolí Dobšinského potoka; je to tzv. Foederata séria, ktorá bola v poslednom čase častejšie študovaná (S c h ö n e n b e r g 1948; K a m e n i c k ý 1952; M a h e l 1955, 1957; B i e l y 1956), sa považovala za obal pásma Kohúta, teda za sériu veporidnú, ktorá predstavuje korene chočského, resp. vyšších príkrovov. Novšie M a h e l ju považuje tiež za obal pásma Kohúta, ovšem vidí v nej jednotku gemeridnú, ktorá nemá nič spoločného s koreňami subtatranských príkrovov a nazýva ju „dobšinské mezozoikum“. Tento názor opiera o analógiu vrstevného sledu so severogemeridným vývinom mezozoika. Z o u b e k (1957) prijíma Mahelov názor v tom zmysle, že vápencovo-dolomitické členy považuje za gemeridné, kremence spodného triasu však naďalej radí k veporidám. Podľa môjho názoru kremence i karbonátové členy patria k jednej jednotke, ktorá tvorí bezprostredný sedimentárny obal pásma Kohúta, a vývinom i postavením je obdobou obalovej série pásma Kráľovej hole. Či je táto séria veporidná alebo gemeridná, nie je dôležité v tomto príspevku rozoberať, lebo je to otázka vzťahu gemerid a veporid ako celku. Treba len poznamenať, že ani jeden zo subtatranských príkrovov nemá vrstevný sled zhodný so sériou Foederata, a preto pásmo Kohúta nemožno považovať za sedimen-

tačnú oblasť a koreňové pásmo chočského alebo vyšších príkrovov. V ostatnej časti pásma Kohúta sa vyskytujú len úzke synklinály kremencov, a vyššie členy úplne chýbajú. Len u Tuhára súvrstvie dolomitov a vápencov (tzv. tuhárskych) považuje Fusán za obal pásma Kohúta.

### Záver

Vedľa doteraz známych mezozoických sérií spätých s veporským kryštalinikom bol zistený mezozoický obal v pásme Kráľovej hole; je ním metamorfovaná séria v podloží Muránskej planiny a „vernárskeho pruhu“. Vernársky pruh netvorí teda jednu tektonickú jednotku s pásmom Kráľovej hole, ale s Muránskou planinou, a patrí gemeridám.

Vrstevný sled autochtónnych mezozoických sérií, ktoré sa považovali za „korene“ subtatranských príkrovov, má vývin odlišný od vlastných príkrovov, čo odporuje princípom príkrovej teórie. Séria Veľkého Boku má uprostred kryštalinika dvojstrannú vejárovitú stavbu, na severnej strane kryštalinika juhovergentné štruktúry, čo je v rozpore s názorom o zakorenení krížňanského príkrovu v krakovskom pásme. Preto veporské kryštalinikum nemožno považovať za sedimentačné pásmo subtatranských príkrovov; i pojem „veporidy“ by sa mal redukovať len na vlastné veporské kryštalinikum s jeho autochtónnym sedimentačným obalom a pre „veporidné príkrovy“ používať nové tektonické označenie.

Nedostatok mezozoických sérií vo veporskom kryštaliniku sa nemusí vysvetľovať ich odsunutím do externejších častí Centrálnych Karpát. Hrúbka obalových sérií bola pravdepodobne primárne malá, ako na to poukazujú zachované zvyšky, a podľahla erózii po vyvrásnení, pričom sa zachovali len časti hlboko zavrásnené do podložia, alebo prikryté masami gemeridných sérií. Potom by odpadol predpoklad enormného skrátenia vo veporskom kryštaliniku.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleografie SZ Karpat. Sbor. SGU IX., Praha. — [2] Andrusov D., 1932: Základný výskum geologickej stavby Záp. Karpát na Strednom Slovensku. Bratislava VI č. 1. — [3] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpat. Carpatica Praha. — [4] Andrusov D., 1938: Geologia Slovenska. Slov. a Pod. Rus. Sbirka věd duch. a přír., Praha. — [5] Andrusov D., 1938: Dnešní pojetí geologické stavby západních Karpat. Rozpravy ved. spol. badat. Praha. — [6] Andrusov D., 1959: Geologia československých Karpat I. II. Bratislava. — [7] Bystričský J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geologické práce, Zošit 56, Bratislava. — [8] Biely A.: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Zprávy 6. Bratislava 1955. — [9] Biely A., 1956: Zpráva o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch Kráľovej Hole. Rukopis. Archiv GÚDŠ. Bratislava. — [10] Kettner R., 1927: Predbežná zpráva o dosavadných geologických výsku-

mech v N. Tatrách. Rozpravy ČAV. — [11] Kettner R., 1927: Poznámka k příkrovu nízkotatranskému. Věstník SGU. — [12] Kettner R. — Purkyně C., 1933: Zpráva o činnosti Státního geologického ústavu ČSR za rok 1932. Věst. St. GU. IX. Praha. — [13] Kettner R., 1937: Geologická stavba severního svahu Královky Holy v okolí Liptovské Tepličky. Rozpravy ČAV, XLVII č. 7, Praha. — [14] Kettner R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpravy ČAV. — [15] Kettner R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nizke Tatry (Niedere Tatra). Geologie Jahrg. 7., Heft 3—6, Berlin. — [16] Koutek J., 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Sbor. SGU 1930. — [17] Kovařík J. — Kužvart M. — Pouba Z., 1955: Zpráva o geologickém mapování v okolí Tisovce a Muráně. Zprávy o geol. výzkumech v roku 1954. UUG, Praha. — [18] Kubíny D., 1958: Poznámky o geologii, tektonice a metamorfizme veporid južne od Hrona. Geologické práce, Zprávy 12, Bratislava. — [19] Maheľ M., 1955: Vzťah severogemeridného mezozoika k veporidám. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [20] Maheľ M., 1957: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [21] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geologické práce, Zošit 48 a, Bratislava. — [22] Maheľ M., 1959: Nové členenie a pohľad na historiko geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. práce, Zoš. 55. — [23] Máška M., 1959: Zpráva o výskumech paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoří (III. — karbón — celkově). Zprávy o geol. výzkumech v roku. — [24] Matějka A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. SGU. — [25] Pouba Z., 1951: Geologie střední části Muránske plošiny. Sbor. ÚÚG XVIII. Praha. — [26] Rabowski F., 1926: Badania geologiczne w Niżnich Tatrach i w górach Spisko-gemerskich w związku z problemem korzení placovim reglowych w Tatrach. Posiedzenia naukowe, Panst. instit. geologicznego. Warszawa. — [27] Roth Z., 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpravy ČAV. — [28] Rozložník P.: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geol. Hungar. Sv. geol. 5 Budapest 1935. — [29] Schönerberg R., 1946: Geolog. Untersuchungen am Nordwestrande des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen) Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin. — [30] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien, Leipzig. — [31] Uhlig V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. CXVI, Wien. — [32] Zorkovský B., 1959: Zpráva o petrograficko-tektonickom štúdiu tzv. „melafýrov“ vystupujúcich vo verféne v okolí Veľkej Stožky na západnom okraji Muránskej Plošiny. — [33] Zorkovský B., 1959: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu tzv. „melafýrov“ vystupujúcich vo verféne severne od Švermova (býv. Telgárt). Geol. práce, Zprávy 16. — [34] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti nízkotatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. Věst. SGU. — [35] Zoubek V.: Předběžná zpráva o mapování na listu Velká Revúca (4564) Věst. SGU. — [36] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních žřidel. Věst. SGU. — [37] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku záp. Karpat. Věst. SGU XII. Praha. — [38] Zoubek V., 1937: Le cristallin des Carpathes Tchécoslovaques. Bull. de la Soc. géol. de France VI. ser., T VII. f. 8. Paris. — [39] Zoubek V., 1952: II. Zpráva o výzkumech východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Zprávy o geol. výzkumech v roku 1952. ÚÚG, Praha. — [40] Zoubek V., 1953: Předběžná zpráva o výzkumech východní části nízkotatranského Aderného pohoří. Věst. ÚÚG. XXVIII. Praha. — [41] Zoubek V., 1955: Předběžná zpráva o výzkumu oblasti západního ukončení muránskeho příkrovu. Zprávy o geol. výzkumech v roku 1954. ÚÚG, Praha. — [42] Zoubek V.: Zpráva o výzkumu vých. části pásma Kohúta. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1954. ÚÚG, Praha. — [43] Zoubek V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. Práce, Zoš. 46, Bratislava. — [44] Zoubek V., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Tisovca. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956. ÚÚG, Praha. — [45] Zoubek V. — Gorek G., 1952: Zpráva o výzkume mezozoika u Helpy. Zprávy o geol. výzkumech v roku 1951. ÚÚG, Praha.

**BEMERKUNG ZUR GEOLOGIE DES MESOZOIKUMS  
DER „VEPORIDEN-WURZELZONEN“**

Die kristalline Zone von dem Vepor-Gebirge, die im Norden durch die Tatriden und im Süden durch die Gemeriden begrenzt ist, wird als ein Sedimentationsgebiet der subatrischen Decken, als ein Wurzelkristallinikum betrachtet. Die mesozoischen Gesteine, die inmitten des Kristallinikums als schmale Synklinale — „Wurzeln“ auftreten, sind meistens epizonal metamorphiert, stratigraphisch wenig bekannt und manche von ihnen hielt man für paläozoisch. Die Begrenzung der kristallinen Zonen, als Sedimentationsgebiet der einzelnen Decken, hat sich ab und zu geändert und wurde auf Grund der tektonischen Beziehungen verschiedener mesozoischer Serien zu einzelnen kristallinen Zonen durchgeführt. Kleinere Aufmerksamkeit hat man den lithologisch-stratigraphischen Beziehungen einzelner „Wurzeln“ zu den subatrischen Decken gewidmet. In der letzten Zeit habe ich die mit dem Kristallinikum tektonisch näher zusammenhängenden mesozoischen Serien näher untersucht. Man hat einige Erscheinungen festgestellt, die die Beziehung der subatrischen Decken zu der kristallinen Zone von Vepor in ein anderes Licht stellen. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind folgend.

1. Die Ansicht, dass das Kraklov-Kristallinikum das ursprüngliche Sedimentationsgebiet der Krížna-Decke, das Wurzelkristallinikum und die V. Bok-Serie eingefaltete Wurzeln und das Parautochthon der Krížna-Decke darstellt, halten wir für unbegründet. Dieser Ansicht widerspricht der lithologisch-stratigraphische Charakter der V. Bok-Serie — vor allem der Hiatus im Rät und der seichtmarine Charakter der Lias, wodurch sie den Charakter von Hüllenserien besitzt. Die kristalline Zone von Kraklov besitzt spezifische tektono-metamorphe Kennzeichen mit zweiseitigen schuppenartigen Überschiebungen (Kubiny 1959). Ebenso besitzt auch ihre sedimentäre Hülle, die V. Bok-Serie inmitten des Kristallinikums zweiseitige Faltenüberschiebungen und am nördlichen Rand des Kristallinikums südvergente Strukturen, die der Ansicht über die Einwurzelung der Krížna-Decke in der Kraklov-Zone widersprechen. Die südlichen und nördlichen Vergenzen sind die Folge einer alpidischen gebirgsbildenden Phase, bei der die karpatische Zentralzone aufgefaltet wurde. Als Beweis dessen dient die regionale epizonale Dynamometamorphose des Mesozoikums, die mit der Entstehung der südlichen und nördlichen Vergenz zeitgenössisch ist. Die Kraklov-Zone halten wir also nicht für das Sedimentationsgebiet der Krížna-Decke.

2. In südlicherer Zone des Vepor-Kristallinikum, im K. Hoľa-Zug, wurden als mesozoische Gesteine bloss die untertriadischen Quarzite, als sedimentäre Hülle des Kristallinikums und das kleine Vorkommen von Dolomiten an der westlichen Beendigung des Muráň-Plateaus betrachtet. Die metamorphierten Kalke, Schiefer und Dolomite hielt man für das gemeride Karbon, das zusammen mit dem Muráň-Plateau auf die Zone von K. Hoľa aufgeschoben wurde. Alle Vorkommen der metamorphierten Kalke, Dolomite und Schiefer im Liegenden des Muráň-Plateaus habe ich untersucht und bin zu der Ansicht gelangt, dass das sog. kalkige gemeride Karbon nicht existiert. In der Wirklichkeit handelt es sich um eine metamorphierte, tektonisch mit ihrem kristallinen Liegenden, d. h. mit der K. Hoľa-Zone zusammenhängende mesozoische Serie.

Die ganze Schichtenfolge, von den Epiquarziten bis zu den bunten Kalken, ist epizonal metamorphiert, stellenweise sind die Gesteine in Rauhacken umgewandelt und erinnern an die Foederata-Serie, an das Mesozoikum von Dobšiná. Die Schichtenfolge entspricht keiner von den subatrischen Decken, hauptsächlich nicht der Choč-Decke, die in der K. Hoľa-Zone ihre Wurzeln haben sollte. Es gibt deshalb kein Grund dazu, dass man die K. Hoľa-Zone als Sedimentationsgebiet der Choč-Decke betrachtet.

Diese Anschauung bestätigen auch weitere Erscheinungen, u. zw. die Beziehung des detritischen gemeriden Karbons an der Basis des Muráň-Plateaus zum sog. „Choč-Karbon“ des



Vernärer Streifens und die Beziehung des Werfens des Muráň-Plateaus und des Vernärer Streifens und beider zur erwähnten metamorphierten Serie. Das Karbon des „Vernärer Streifens“ ähnelt vollkommen dem gemeriden Karbon auf dem Berg Besník und im oberen Tal des Baches Dobšinský potok. Zwischen dem Karbon des Vernärer Streifens und dem detritischen Karbon im Liegenden des Muráň-Plateaus existiert nach der Eingliederung der metamorphierten Kalke in das Mesozoikum, eine absolute Übereinstimmung sowohl in der sedimentären, als auch in der magmatischen Komponente und die Unterschiede, auf die man hinwies, existieren in der Wirklichkeit nicht. In allen Fällen (Furmanec-Tal, Slávča, Struženík, nördlich von Švábolka, bei Vernár) liegt es im Hangenden der mehr oder weniger reduzierten metamorphierten Hüllenserie von K. Hoľa. Das Muráň-Plateau und „Vernärer Streifen“ ruht mit dem untersten Glied der detritischen Schichtengruppe des Karbons auf der einheitlichen metamorphierten Serie (siehe auch Bystrický 1959).

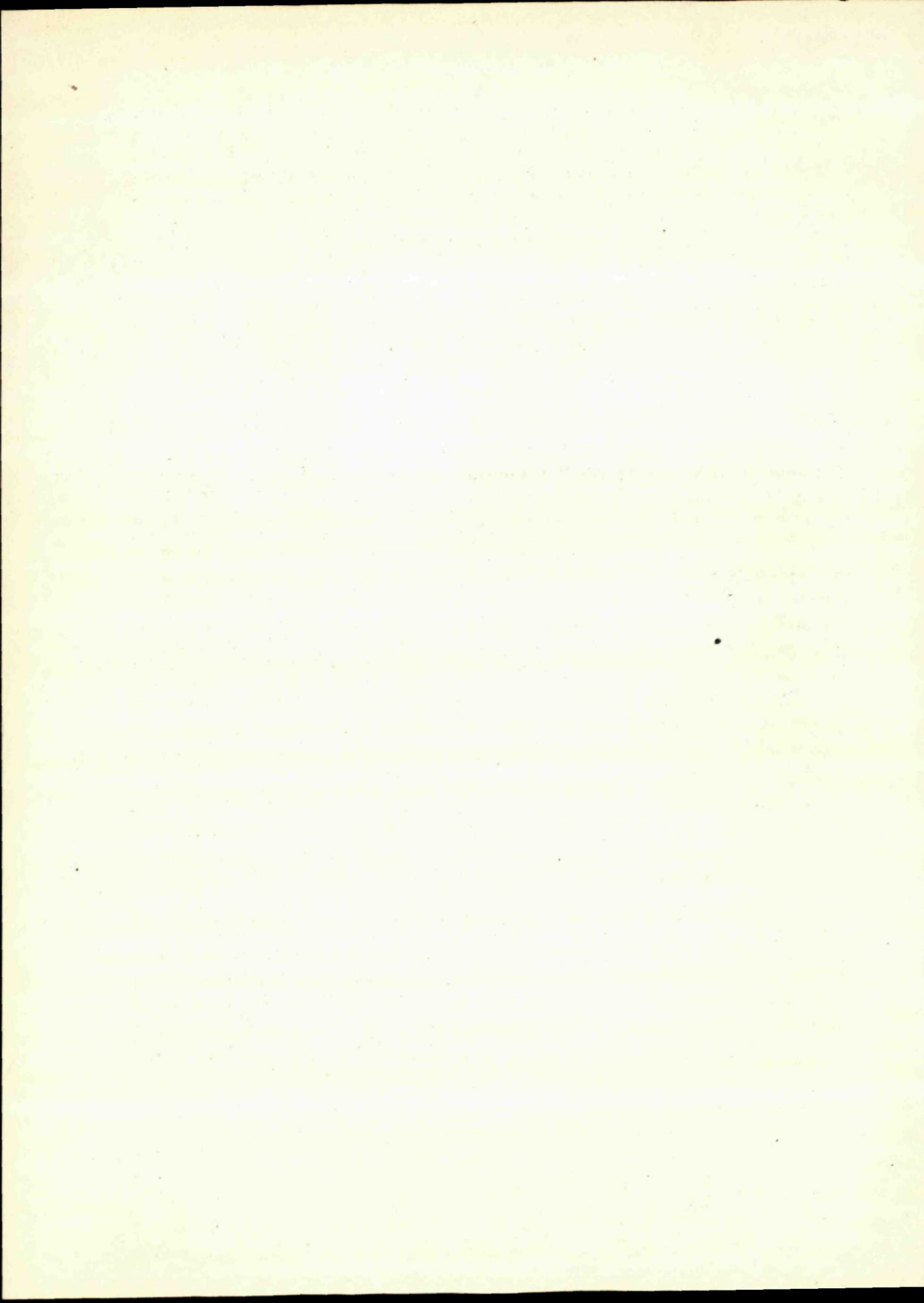
Das Werfen mit den Melaphyren im Vernärer Streifen wurde für das typischste Glied gehalten und hauptsächlich auf Grund dessen wurde die ganze Serie zur Choč-Decke eingegliedert. Dagegen enthält das Werfen im Liegenden des Muráň-Plateaus keine „Melaphyre“ und wurde als gemerid betrachtet. Die Anwesenheit der Melaphyre auf den westlichen Hängen von V. Stožka hat man als im gemeriden Werfen eingefaltetes Choč-Werfen erklärt (Kovářík — Kužvart — Poubá 1954). Die Erforschungen Zorkovský's (1959) haben erwiesen, dass es sich beim Švermovo und auf dem westlichen Hang von V. Stožka um keine Melaphyre, sondern um quarzige Porphyre handelt. Kleinere Vorkommen habe ich auch auf den nördlichen Hängen von V. Stožka und nördlich von Švábolka festgestellt. Beide Werfen-Streifen (Vernärer und Muráň) besitzen also neben der einheitlichen lithologischen Entwicklung auch eine einheitliche vulkanische Komponente des Charakters quarziger Porphyre und es gibt also zwischen ihnen keinen Unterschied.

Man kann konstatieren, dass die Unterschiede in der Entwicklung des Karbons und der Untertrias zwischen dem Vernärer Streifen, Muráň-Plateau und Stratenská hornatina, auf die man früher hinwies, in der Wirklichkeit nicht existieren. Der Vernärer Streifen, sowie das Muráň-Plateau sind also gemeride Einheiten. Mit der Eingliederung des Vernärer Streifens zu den Gemeriden fällt das Hauptkriterium, auf Grund dessen diese Zone des Gebirges K. Hoľa als ein Sedimentationsgebiet der Choč-Decke betrachtet wurde, ab.

3. In der südlicheren Kohút-Zone tritt die Hüllenserie hauptsächlich im Tal des Baches Dobšinský potok auf. Es ist die sog. Foederatá-Serie, die man für die Hülle der Kohút-Zone, für eine veporide Serie hielt, die die „Wurzeln“ der Choč-Decke, resp. der höheren Decken darstellt. MaheI (1957) betrachtet sie gleichfalls als die Hülle der Kohút-Zone, er sieht jedoch in ihr eine gemeride Einheit und nennt sie das Dobšinaer Mesozoikum. Diese Anschauung stützt er auf die Analogie der Schichtenfolge mit der nordgemeriden Entwicklung des Mesozoikums. Damit widerlegt er eigentlich die Ansichten über die Einwurzelung der subtatrischen Decken in der Kohút-Zone.

Schlussfolgerung: Die Schichtenfolge der autochthonen mesozoischen Serien, die als „Wurzeln“ der subtatrischen Decken betrachtet wurden, besitzt eine von den eigentlichen Decken unterschiedliche Entwicklung, was mit den Prinzipien der Deckentheorie im Widerspruch steht. Auch die tektonischen Strukturen, hauptsächlich die V. Bok-Serie widersprechen der Anschauung über die Einwurzelung der Krížna-Decke in der Kraklov-Zone. Infolge dieser Tatsachen ist das Vepor-Kristallinikum keine Sedimentationszone der subtatrischen Decken und deshalb wäre es richtig den Begriff „Veporiden“ bloss auf das eigentliche Vepor-Kristallinikum mit seiner autochthonen sedimentären Hülle zu beschränken.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.



ANNA KULLMANOVÁ

## LITOLOGICKÝ PROFIL MANÍNSKOU SÉRIOU Z OKOLIA BELUŠSKÝCH SLATÍN

(2 prílohy)

Dobre odkrytý súvislý profil manínskou sériou sa nachádza v záreze cesty z Beluškých Slatín na Mojtín asi 2,5 km od Beluškých Slatín. Zachycuje súvrstvia, počnúc liasom cez doger, malm, titón, neočom až po apt. Kompletný profil tohto odkryvu som r. 1958 v teréne zdokumentovala a neskôr spracovala po sedimentárno-petrografickej stránke. Najväčšia pozornosť sa venovala hľuznatým vápencom, ktoré starší autori (Telegdi — Roth 1917, Andrusov 1945) na základe amonitovej makrofauny, čiastočne určenej prof. Vadászom, považovali za doger. V posledných rokoch geologickým mapovaním, systematickým zberom skamenelín a spresneným sedimentárno-petrografickým štúdiom sa zistilo, že tieto hľuznaté vápence nepatria dogeru, ale malmu. Za účelom spresnenia týchto výsledkov, dosiahnutých kolektívom doc. dr. Mahela bol popri bežnom sedimentárno-petrografickom spracovaní profilu vyhodnotený i výbrusový materiál z jadier amonitov, nájdených a určených staršími autormi (Telegdi — Roth) i z nového materiálu. Výsledky spracovania podávam v sedimentárno-petrografickom zhodnotení celého profilu.

### Litológia a petrografia hornín

Súvrstvie liasu v profile začína hrubšie lavicovitými jemnozrnnými sivými až sivohnedými piesčito-krinoidovými vápencami o priemernej mocnosti lavíc ca 30 cm. Uprostred lavíc vápencov vyskytujú sa nepravidelne rozmiestnené hľuzy sivohnedých rohovcov. Tam, kde má prevahu piesčitý komponent, krinoidové vápence majú pieskovcový charakter so skelným leskom. Smerom k nadložiu ubúdajú rohovcové hľuzy i piesčitý komponent. Súvrstvie liasu je doložené hojnou lamelibranchiátovou, zriedkavejšie i brachiopódovou makrofaunou a miestami tvorí až lumachelové vápence s grypheami. Mikroskopicky piesčito-krinoidové vápence majú organodetrítickú štruktúru. Z organogénnych úlomkov prevládajú články

echinodermát. Zriedkavejšie sa vyskytujú úlomky schránok lamelibranchiátov a brachiopódov. Prevažná časť organogénnych zvyškov bola postihnutá pokročilou rekrystalizáciou, ktorá zotrela ich pôvodnú štruktúru lepšie viditeľnú u článkov echinodermát, kde sa zachovali len náznaky po sieťovej štruktúre. Články echinodermát tvoria prevažne dvojčatne lamelované monokryštaly.

Vo vrchnejšej časti liasového súvrstvia okrem vyššie opísaných organogénnych úlomkov vyskytujú sa aj prierezy bližšie neurčiteľných lagenidných foraminifer. Klastickú prímies (max. 20 %) tvoria zrnká ostrohranného kremeňa prevažne s undulóznym zhášaním. Rohovcové hľuzy sú organogénnej štruktúry. Prevládajú v nich radiolárie, zriedkavo aj silicifikované ihlice húb.

Súvrstvie *d o g e r u*, ktoré tvoria radiolárieové vápence a radiolarity v profile o mocnosti 5–7 m, stratigraficky leží v nadloží piesčito-krinoidových vápencov liasu. Spodnejšiu časť súvrstvia menšej mocnosti reprezentujú sivozelenkavé radiolárieové vápence a radiolarity, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do červenohnedých radiolaritov. Lavičky radiolárieových vápencov a radiolaritov s nerovným povrchom a hustou sieťou kalcitických žiliek dosahujú mocnosť 7–10 cm. V mikroskope sú radiolarity organogénnej štruktúry; z organizmov prevládajú radiolárie vyplnené prevažne radiálne lúčovitým chalcedónom. Zriedkavejšie sa vyskytujú neúplne silicifikované články echinodermát väčšinou v blízkosti silicitov. Limonitický pigment sfarbuje prevažne články echinodermát, kým radiolárie nepodľahli pigmentizácii.

Kvantitatívnu chemickú analýzu M. Služanič zistil v radiolaritoch tieto komponenty:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,11 %	CaO . . . . .	14,35 %
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,08 %	Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,40 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,26 %	K <sub>2</sub> O . . . . .	0,25 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,74 %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	stopy
MnO . . . . .	0,02 %	+ H <sub>2</sub> . . . . .	0,10 %
MgO . . . . .	0,18 %	– H <sub>2</sub> O + (CO <sub>2</sub> ) . . . . .	10,79 %

M a l m. V nadloží *d o g e r u* vystupuje hrubý komplex červenohnedých, výrazne hľuznatých vápencov, ktoré prechádzajú do nadložných ružových hľuznatých vápencov. Tento komplex je faciálne odlišný od podložného rohovcového súvrstvia *d o g e r u*. Červené hľuznaté vápence charakterizujú v mikroskope dve odlišné mikrofácie.

Spodnejšia časť súvrstvia je charakterizovaná globochétovo-vláčienkovou mikrofáciou (*Filaments d'Algues* — Cuvillier 1951) s ojedinelými pseudoglobigerínami a lentikulinami, článkami echinodermát a prierezmi schránok lamelibranchiátov.

Globochétovo-vláčienková mikrofácia smerom do nadložia prechádza do mikrofácie globochétovo-saccocomovej s prierezmi amonitov, aptychov a z foraminifer *Lenticulina* a *Spirilina*. Charakteristické pre toto súvrstvie sú nálezy amonitov,

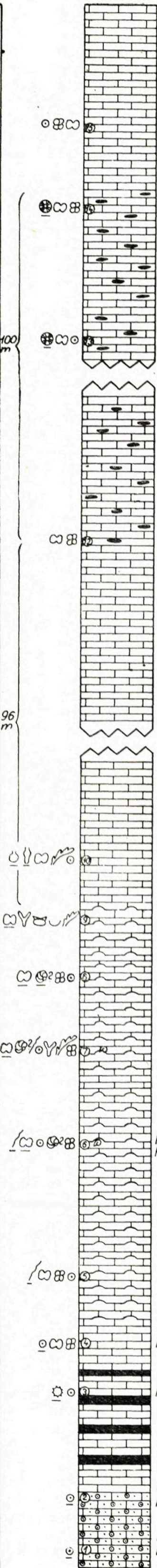
Litologický profil manínskou sériou v oblasti Belušských Slatin  
(Vysvetlivky k označeniu org. zvyškov pozri str. 77)

Nerozpuštrný zvyšok:

11.19%

9.16%

l i a s  
b r i n a o v á  
a o g g e r  
v l á b i e n b o v á  
m a l i m  
g l o b o c h e t o v o ;  
g l o b i g e r u n o v á  
k i m e r i a ž  
g l o b o c h e t o v á ;  
l o m b a r d o v á  
t i t h o n  
k a l p i o n e l o v á  
g l o b o c h e t o v o - f o r a m i n i f e r o v á  
n a n n o c o n o v á  
f o r a m i n i f e r o v á  
n e o k o m  
a p t



GL šedé jemnozrnné vápence

svetlosivé doskovité vápence s hľuzami rohovcov

svetlosivé doskovité vápence s hľuzami rohovcov

svetlosivé celistvé vápence s hľuzami rohovcov

K sivohnedé celistvé vápence s kalpionelami

výrazne hľuznaté vápence

Fe-ox nevýrazne hľuznaté vápence

Fe-ox červené hľuznaté vápence

KP Fe-ox výrazne hľuznaté vápence (červené)

červené hľuznaté vápence spodná časť

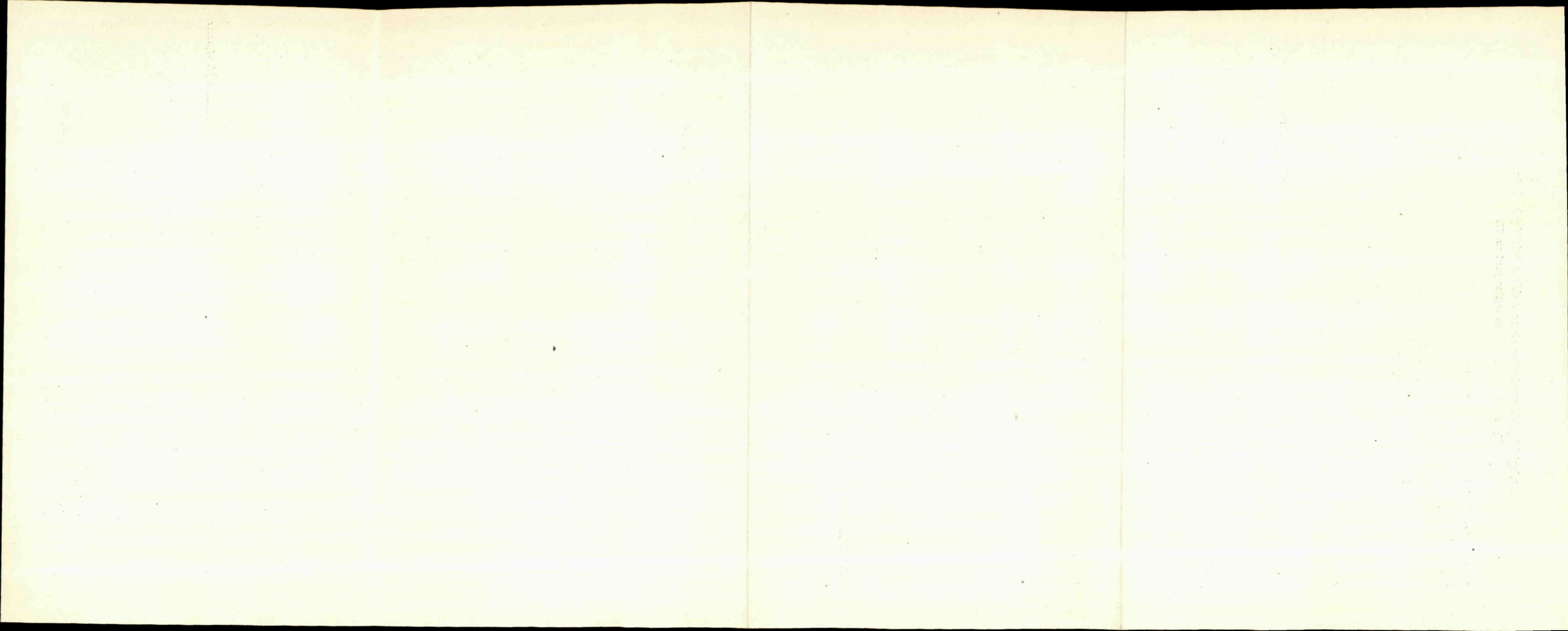
K Fe-ox prekremené doskovité vápence

Fe-ox červenofialové radiarality s polohami prekremených vápencov

sivonazelenalé prekremené vápence a radiarality

K Fe-ox šedé piesčito-krinoidové vápence

K Fe-ox sivý jemnozrnný piesčito-krinoidový vápenc



Lokalita: Trenč. Teplá (Dubovec)

Profil liasom — aptom manínskej série

(Vysvetlivky pozri str. 77)

Nerozpustný zvyšok:

5,09%

9,26%

6,19%  
2,65%

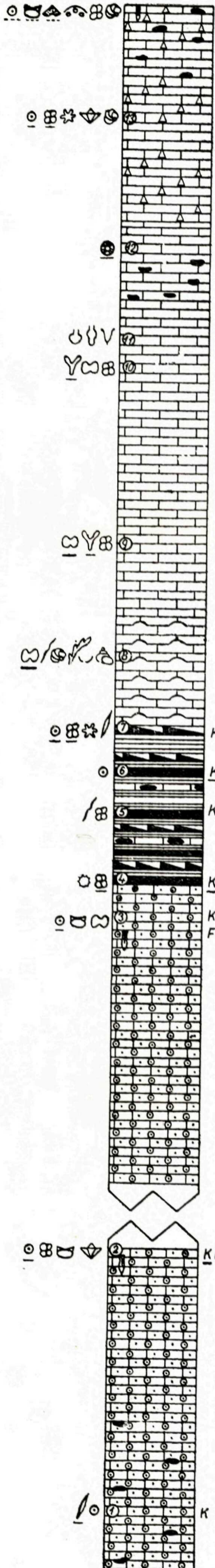
3,26%

6,72%

22,62%

64,91%

neokom  
brinoidová  
foraminiferná  
nanocconová  
karpionelová  
globochetová  
saccocconová  
bumeriáz  
globochetová  
vlábienková  
mal  
dogger  
vlábienková  
krinoidová  
spongiová



Váp GL

tmavšie sivé jemnozrné vápence

sivé doskovité vápence

K

sivohnedé doskovité vápence

Fe-ox

ružovkasté celistvé vápence

K

ružové celistvé vápence

ružové hluznaté vápence

K

prekremenené tmavšie sivé vápence

K Fe-ox

hnedosivé prekremené vápence

K P Fe-ox

jemnozrné tmavšie sivé prekremené vápence

K P

tmavšie sivé jemnozrné prekremené vápence

K Fe-ox

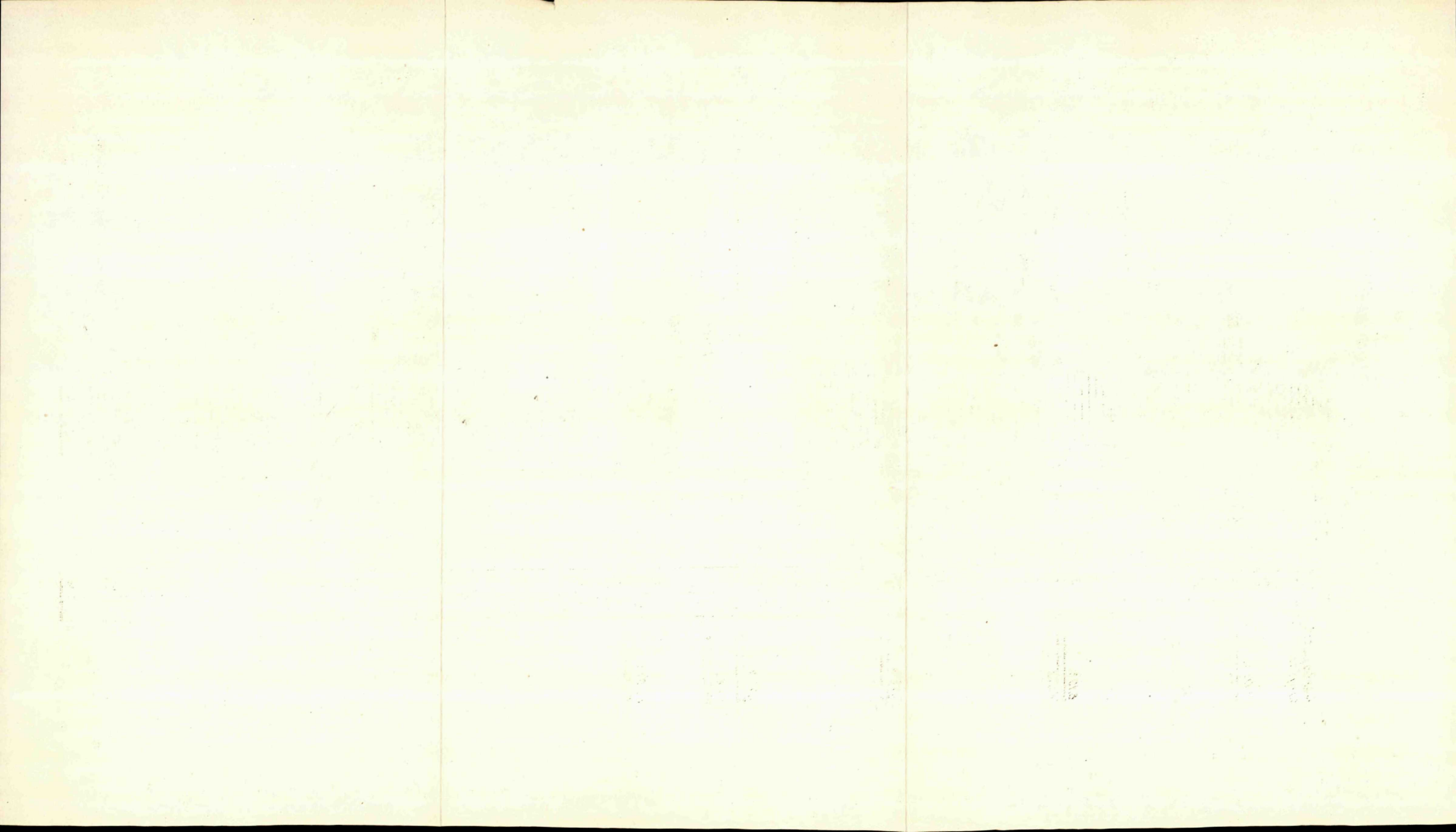
piesčito krinoidové vápence

K P

piesčito krinoidový vápenec

K

prekremený krinoidový vápenec





ktoré zistil Telegdi-Roth (1917) a určil prof. Vadász ako *Lytoceras* cf. *rubescens* (Dum.), *Stephanoceras longaevum* (Vacek), *Phylloceras* a i.

Kontrolný výbrusový materiál z jadier amonitov má kalovo-organogénnu štruktúru. Pre výbrus z *Lytoceras* cf. *rubescens* je charakteristická saccocomovo-globochétová mikrofácia. Z ostatných mikrofosílií vo výbruse boli pozorované prierezy amonitov, aptychov a článkov echinodermát.

Výbrusový materiál z jadra amonita *Stephanoceras longaevum* je charakterizovaný globochétovou „vlákienkovou“ mikrofáciou so zriedkavejšími pseudoglobigerínami a saccocomami. Ojedinele tu nachádzame ešte prierezy amonitov, aptychov a z foraminifer *Anomalina*.

Okrem týchto amonitov našla sa v tomto súvrstvi makrofauna amonitov, určená Rakusom ako: *Lytoceras* cf. *polycyclum* Neumayr, *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr), *Perisphinctes* sp., *Perisphinctes orbigny* de Loriol, *Perisphinctes* ex gr. *martelli* (Oppel) a i. Výbrusový materiál z jadier týchto amonitov má kalovo-organogénnu štruktúru. Globochétová mikrofácia je charakteristická pre *Perisphinctes* ex gr. *martelli* a *Perisphinctes orbigny*. V spoločnosti s globochétami v menšom množstve nachádzame prierezy amonitov, *Saccocoma*, aptychov, vlákienka rias a prierezy schránok lamelibranchiátov. Vo výbrusoch z jadier amonitov *Lytoceras* cf. *polycyclum*, *Holcophylloceras mediterraneum*, *Perisphinctes* sp. bola pozorovaná saccocomova mikrofácia, menej globochéty, prierezy amonitov, aptychov, lamelibranchiátov, úlomky článkov echinodermát a ojedinele pseudoglobigeríny, najmä vo výbruse s *Holcophylloceras mediterraneum*.

V ružových hľuznatých vápencoch z mikrofosílií prevládajú prierezy saccocomov s globochétami. Ojedinele boli zistené prierezy amonitov, aptychov a ostrakódy. Ružové hľuznaté vápence prechádzajú pozvoľne do sivohnedých doskovitých vápencov s hladkými lomnými plochami s kalpionelovou mikrofáciou. V spodnejších polohách tohto súvrstvia prevláda *Calpionella alpina* Lor., *Calpionella eliptica* Cad., *Globochaete alpina* Lom.

Smerom do nadložja pribúda ešte *Tintinopsella carp*. Murg. et Filipescu, *Tintinopsella cadischiana* Colom a *Stomiosphaera*, patriace už k najspodnejším členom neokomu.

Neokom. V nadloží kalpionelových vápencov vystupujú svetlosivé tenkolavicovité vápence s hľuzami tmavosivých až čiernych rohovcov.

Mikroskopicky v týchto vápencoch, chudobných na mikroorganizmy, boli zistené ojedinelé globochéty, kalcifikované radiolárie, drobné foraminifery; kalpionely však sa nenašli. Vrchnejšiu časť súvrstvia charakterizuje bohatá, výrazne nannoconová mikrofácia s ojedinelými globochétami, úlomkami článkov echinodermát a prierezmi foraminifer.

Urgón. Na nannoconových vápencoch neokomu ležia jemnozrnne hrubšie lavicovité (priemerná mocnosť lavíc 40 cm) svetlosivé organodetrické vápence,

ktoré začleňuje A n d r u s o v (1945) k urgónu. Mikroskopicky je tu zastúpené množstvo globigerín, foraminifer, textulárií, články echinodermát, *Eggerela*, rotalidné foraminifery, ostne ježoviek, globochéty a prierezy schránok lamelibranchiátov. Z autigénnych minerálov najčastejší je glaukonit, ktorý tvorí výplň schránok foraminifer a vystupuje i vo forme zrníek. V hornine ojedinele boli pozorované fosfatizované organogénne úlomky a zrníčka klastického kremeňa.

### Záver a stratigrafické zhodnotenie profilu

Najspodnejšiu časť profilu tvoria piesčito-krinoidové vápence, ktoré podľa makrofauny s *Gryphae*, určenej M. Kochanovou patria k liasu. Toto súvrstvie sedimentovalo v litorálnom, prípadne plytšom neritickom pásme, čoho dôkazom je hojné množstvo klastickej prímеси, úlomky krinoidových článkov, čiastočne aj lumachelové polohy.

Radiolárové vápence a radiolarity patria na základe analógie a stratigrafickej pozície k dogeru. Sedimentácia radiolaritov charakterizuje hlbšie sedimentárne prostredie ako lias, pravdepodobne až abysálne pásma, ako to uvádza A n d r u s o v (1950).

Hluznaté vápence na základe mikroorganizmov z výbrusov a makrofauny začleňujem k malmu. Spodnejšia časť súvrstvia s *Globochaete alpina* a vláknami rias, saccocomami a pseudoglobigerínami patrí k oxfordu. Podľa saccocomovej mikrofacie začleňujeme vrchnejšiu časť súvrstvia ku kimeridžu. Za účelom spresnenia stratigrafie hluznatých vápencov a vyriešenia nezrovnalostí medzi makrofaunou, ktorú starší autori (T e l e g d i - R o t h, V a d á s z) začleňovali k dogeru, a mikrofaunou jasne poukazujúcou na malm, podrobila som revízii starý výbrusový materiál z jadier a úlomkov amonitov a čiastočne materiál amonitov novovyzbieraných. Výbrusový materiál jednoznačne poukazuje, že súvrstvie hluznatých vápencov patrí k malmu, a nie k dogeru.

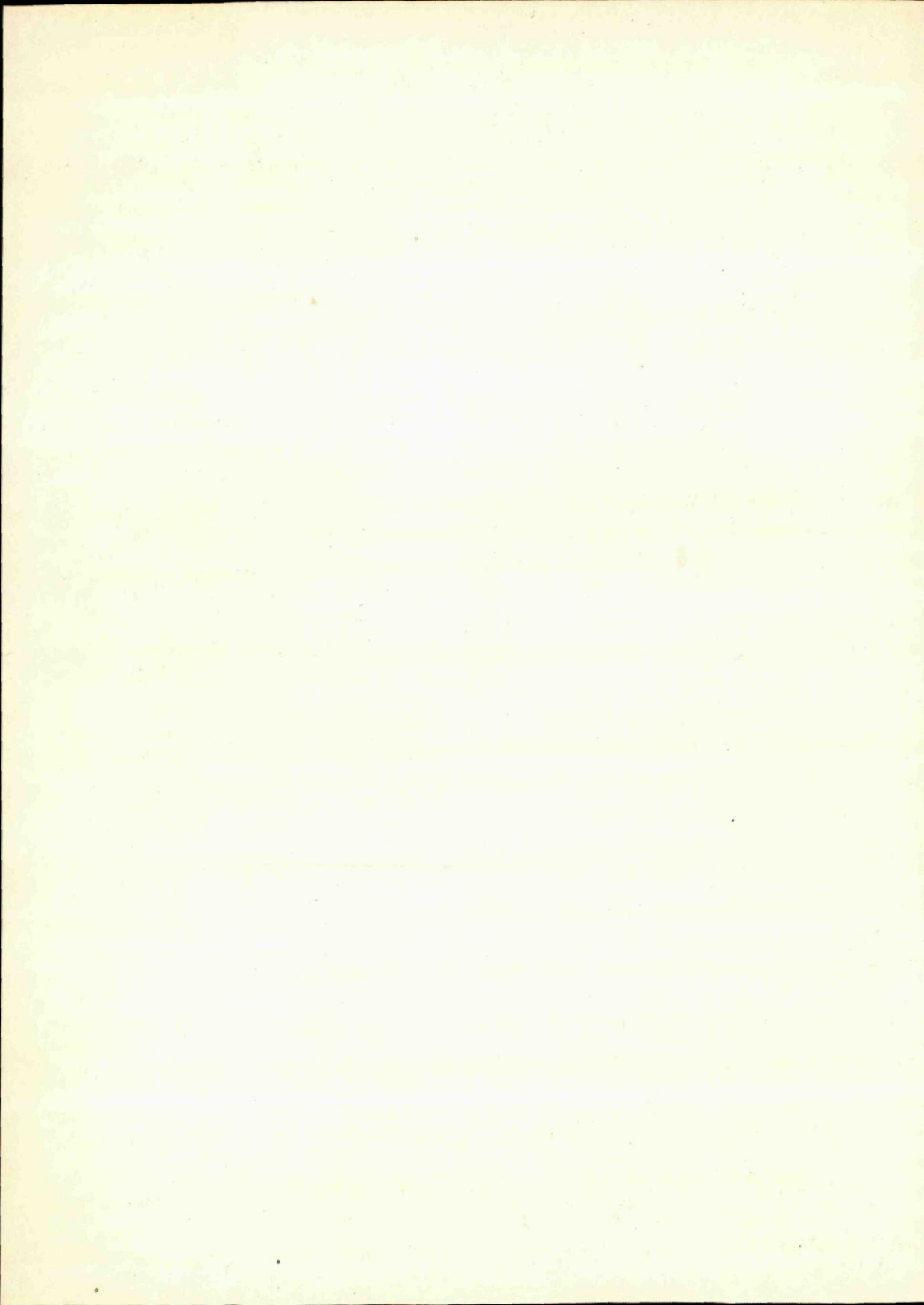
Sivohnedé doskovité vápence s kalpionelovou mikrofaciou a prechodnými mikroorganizmami *Tintinopsella carpatica* a *Tintinopsella cadischiana* začleňujem k titónu a spodnejším členom neokomu. Súvrstvie malmu a titónu pravdepodobne sedimentovalo v značnej hĺbke až v batyálnom pásme, dôkazom čoho je pelagická mikrofauna a nedostatok klastického materiálu.

Najväčšie prehĺbenie sedimentačného priestoru charakterizuje nanconová mikrofacia, na základe ktorej začleňujem svetlosivé tenkolavicovité vápence k neokomu.

Hrubšie lavicovité organodetrické vápence už starší autori stratigraficky začleňovali k urgónu. Sedimentácia urgónskych vápencov mala za následok splytčenie sedimentačného priestoru, čoho dôkazom sú organogénne úlomky, ojedinelé klastické zrníčka a autigénny glaukonit.

## LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV, V. Práce ŠGÚ, Zoš. 13. Bratislava. — [2] Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Rastliny a prvoky. Práce ŠGÚ, Zoš. 25. Bratislava. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [4] Barnard T., 1960: Some species of Lenticulina and associated genera from the Lias of England. *Micropaleontology* vol. 6, num. 1, New York. — [5] Bronniman P., 1955: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology* I, No 1, New York. — [6] Colom G., 1947: Estudios sobre le sedimentation profunda de las Baleares desde el Lias superior al Cenomanense — Turonense. Madrid. — [7] Colom G., 1955: Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western zone and the atlantic area. *Micropaleontology* I. No 2, New York. — [8] Cuvillier J., 1956: Stratigrafic correlations by microfacies in western aquitaine. Leiden. — [9] Durand Delga M., 1957: Quelques remarques sur les fibrospheres. Publications du service de la carte geologique de l'Algérie. Bull. no 13. — [10] Hagn H., 1955: Facies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. Leiden. — [11] MaheI M., 1948a: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce ŠGÚ 17. Bratislava. — [12] MaheI M., 1948b: Facies skupiny Gryphaea arcuata Lam. v Západných Karpatoch. Práce ŠGÚ 17. Bratislava. — [13] Mišik M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geologický sborník VIII, 2. — [14] Mišik M., 1958: Výskyt rodu Nannoconus Kamptner v Západných Karpatoch. Geologický sborník SAV IX, 2. Bratislava. — [15] Mišik M., 1959: „Lombardiová“ mikrofacia — vedúci horizont v malme Západných Karpát. Geologický sborník X, 1. Bratislava. — [16] Mišik M., 1959: Stratigrafické rozpätie Globochaete alpina Lom. Geologický sborník X, 2. Bratislava. — [17] Microfacies italiene (dal carbonifero al miocene medio) S. Donato Milanese — 1959.



ŠTEFAN BAJANÍK

## PARAGENETICKÉ POMERY NA LOŽISKU HUMMEL

(Nemecké resumé, tab. IX—X)

### Úvod

V letných mesiacoch rokov 1956 a 1957 študoval som mineralizáciu a vzťahy minerálov ložiska Hummel (označované tiež ako Kalte Rinne — Studený žľab), ktoré leží na JV časti Spišsko-gemerského rudohoria, severne od Nižného Medzeva v humelskej doline. História ložiska pre nedostatok archívnych údajov nie je dostatočne známa. Staršie kutacie práce sa vykonávali v oxydačnom pásme, kde sledovali zrudnenie v dĺžke 2 km. Na tieto práce navázovala spoločnosť RIMA, keď obnovila prieskum na ložisku, otvorila ho štôľňou Kalte Rinne a štôľňou Jozefína. Počas týchto prác bola zistená polymetalická žila, avšak s vysokým obsahom kremeňa. Prieskum sledoval Cu-zrudnenie, ale obsah Cu nedosahoval požadovanú koncentráciu, a preto bol ďalší prieskum zastavený a obnovený až po druhej svetovej vojne. Zrudnenie sa sledovalo spočiatku smerom východným, neskôr hlbinnými horizontami i smerom západným. Prieskum ložiska bol skončený r. 1957 v dĺžke ca 1,5 km, po úklone 330 m. Banské práce sledovali Fe a Cu zrudnenie, avšak v súčasnej dobe nie je ložisko dobytateľné ani na Fe, ani na Cu. Treba vyriešiť technológiu úpravy pri komplexnej ťažbe.

Ložisko Hummel je súčasťou žilného ťahu, pokračujúceho z okolia Smolníka, po južných svahoch Jedlovca ku Trom studniam a ďalej na východ do oblasti Zlatej Idky. Pre tieto ložiská je charakteristické, že sa tu výrazne uplatnila rejuvenačná perióda; intenzívne sa uplatnila mladšia kremeň-sulfidická mineralizácia, a preto sa tu stretávame s pestrou asociáciou minerálov.

### Stručný prehľad geológie okolia ložiska

Na stavbe širšieho okolia ložiska sa podieľajú tieto útvary:

1. *gelnická séria*; 2. *rakovecká séria*; 3. *karbón*; 4. *mezozoikum*; 5. *neogén*.

V študovanom území gelnickú sériu budujú prevažne sedimenty epizonálne metamorfované. Prevládajú tu horniny ako šedé chloriticko-sericitické fylity, kto-

ré prechádzajú do sericitických až kremito-sericitických fylitov. Ďalšie horniny sú reprezentované piesčitými fylitmi a metakvarcitmi. Z vulkanických hornín sa tu nachádzajú efuzívne kremité porfýry, ich tufy a tufity (Kamenický J. — Kamenický L., 1955), zmenené metamorfózou na porfyroidy. Vulkanické horniny tvoria niekoľko polôh, striedajúcich sa so sedimentami v smere V—Z. Všetky tieto horniny patria k spodnej časti gelnickej série (Fusán — Mášková — Zoubek 1955).

Vrchná časť gelnickej série je zastúpená horninami gotlandu (?), a to organogénnymi sedimentami, grafitickými fylitmi s vložkami lyditov, menej tmavými fylitmi. Toto súvrstvie tvorí pruh, ktorý sa tiahne od Poproča, severne od bane Lucia, dolinou na Hummel, smerom na Lastovičí vrch a Smolnícku Hutu.

Na západ od Nižného Medzeva z oblasti Štósu zasahuje do nášho územia rakovecká séria, charakterizovaná hlavne prítomnosťou zelenkavých a zelených fylitov. Horniny diabázového charakteru sú menej zastúpené.

Z mladších útvarov v oblasti Nižného Medzeva je prítomný karbón, ktorý leží diskordantne na gelnickej a rakoveckej sérii. Medzi Nižným Medzevom a Jasovom karbón tvoria psamiticko-pelitické sedimenty; ide o pieskovce, piesčité fylity a fylity, ktoré sa striedajú a obsahujú i polohy lyditov (Fusán 1959). JZ od Nižného Medzeva na Goláte vystupuje súvrstvie piesčitých bridlíc, fylitov, zlepcov a efuzívnych kremitých porfýrov, ktoré Fusán (1959) označil ako vrstvy bučinské, pokladané za najvyššiu časť gemeridného karbónu. Územie J od Nižného Medzeva a Jasova je budované mezozoikom Slovenského krasu. Do tejto oblasti zasahuje i košická štrková formácia, výplň ktorej je pliocénneho veku a tvoria ju štrky, piesky, hliny, zlepenca a polohy ílov.

V gelnickej sérii asi 1,5 km severne od ložiska Hummel sa nachádza hummelský žulový masív opísaný J. Kamenickým (dlhý ca 1 km, široký 100 m). Granit vniká do gelnickej série a kontaktne metamorfuje okolité horniny. Je to masívny, stredno až hrubozrnný biotitický granit, zriedkavo dvojsľudný.

### Geologické a tektonické pomery ložiska

Ložisko Hummel je žilného typu; žila pretína komplex hornín gelnickej série, zastúpený rôznymi druhmi fylitov, kremencami a porfyroidmi. Smer žily je V—Z so sklonom  $40^{\circ}$ — $70^{\circ}$  k J; dĺžka žily ca 1500 m, mocnosť od 0,5—7 m (priemerne 1,5 m).

Tvar ložiska je žilný — šošovkovitý, čo je charakteristický znak pre väčšinu žilných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Žila sa mení v smere vertikálnom i horizontálnom. Západná časť žily (Jozefína štôlna) bola tektonickými pochódmi posunutá južným smerom ca 50 m. Zo štúdia žilnej výplne vyplýva, že počas metalizácie sa tu intenzívne uplatnila intermineralizačná tektonika, ktorá spôso-

bila prerývaný — pulzačný prívod hydrotermálnych roztokov. Ložisko Hummel je značne tektonicky porušené smernými i priečnymi dislokáciami. Ich kombináciou došlo lokálne k tektonickému nadúreniu žily, alebo zostalo len hluché pásmo. U smerných dislokácií možno často pozorovať pekné listrické plochy. Dominujú tu však priečne dislokácie hlavne dvoch smerov: SZ—JV a SV—JZ. Na ložisku je zastúpená staršia, sideritová a mladšia, kremeň-sulfidická perióda. Pri štúdiu žilnej výplne, vzťahu oboch periód a zastúpenia jednotlivých minerálov sme zistili, že minerály sideritovej periódy sa nachádzajú hlavne v strednej časti ložiska. Smerom západným a východným je bohatšie zastúpená kremeň-sulfidická perióda, ktorá v okrajových častiach úplne prevláda. Vidíme teda, že minerály kremeň-sulfidickej periódy sa vylúčili vo voľných priestoroch, vzniklých tektonickými pochodmi v samotnej, už starším sideritom vyplnenej časti; okrem toho sa kremeň-sulfidická mineralizácia uplatnila smerne i vertikálne na väčšej ploche ako sideritová perióda.

### Okolné horniny ložiska

Ložisko leží v horninách gelnickej série. Najrozšírenejšou horninou sú fylity, zastúpené kvarciticými, sericitickými sericiticko-chloritickými a chloritickými fylitmi, miestami s grafitickou substanciou. Sú farby šedozelenej, šedej až tmavej, dokonale bridličnaté. Často majú charakter páskovaných fylitov. Podstatnými súčiastkami fylitov sú kremeň, sericit, chlorit a grafit. Kremenné zrná sú vytiahnuté paralelne s bridličnatosťou. Veľkosť zrn kremeňa je priemerne 0,06 mm, obmedzenie allotriomorfné. Sericit v kvarciticých fylitoch vystupuje vo forme ojedinelých šupiniek, pretiahnutých v smere usmernenia hornín; v sericitických fylitoch vytvára jemne šupinkovitú masu, koncentruje sa na plochách bridličnatosti, a tak zvyrazňuje bridličnatosť horniny. Lístočky chloritu majú silný pleochroizmus a pri skrížených níkoloch anomálne farby. Grafit sa vyskytuje vo forme jemného, práškovitého pigmentu, alebo drobných zrníčok nepravidelného tvaru, usporiadaných niekedy do prerušovaných šmúh. Štruktúra fylitov je lepidoblastická, prípadne mikrolepidoblastická. Z akcesórií je prítomný turmalín a zirkón, z opakných minerálov pyrit a limonit.

Kremence sú masívne, prípadne slabo stlačené, šedé, zriedkavo s nádychom do zelena. Na zložení kremencov sa podieľa klastický kremeň, sericit a chlorit. Priemerná veľkosť zrn je 0,03—0,09 mm. Pri mikroskopickom štúdiu zrn podľa intenzity deštrukcie pozorujeme tieto javy: v počiatočnom štádiu kataklázy sa porušuje mriežka, výsledkom toho je undulózne zhášanie kremeňa. Vo vyššom štádiu kataklázy zrná praskajú. Pri náhlych, prudkých tlakoch okraje zrn sa drvnia a vo výbruse väčšie ostrohranné zrná kremeňa sú obklopené jemnozrnnou kremennou drfou (granoklastická štruktúra); zriedkavo pozorovať dláždicovú štruktúru. Sericit a chlorit sú nepravidelne roztrúsené, prípadne sa koncentrujú

okolo väčších kremenných zŕn. Z akcesórií je zastúpený turmalín, zirkón a rutíl, z opakných minerálov magnetit, pyrit a limonit.

V základnej jemnozrnej hmote porfýroidov (kremeň, biotit, sericit, chlorit) vystupujú výrastlice kremeňa a živcov (priem. veľkosť 1,2 mm). Zrná sú šošovkovité, pretiahnuté v smere usmernenia. Kremeň a živec pôsobením tlaku bývajú mechanicky porušené. U živcov sa pôsobenie tlaku prejavuje sprehybaním lamiel. Okrem mechanických deformácií sú živce postihnuté i chemickou premenou. Sericitizácia živcov začína pozdĺž puklín alebo zrastových lamiel. Zo živca postupnou sericitizáciou zostávajú len reliktky, alebo ho úplne zatlačuje sericit. Prevládajú kyslé plagioklasy (albit-oligoklas), zistené symetrickou zónou 9–18°, metódou Michel-Lévyho. Ortoklas je zriedkavý vo forme nepravidelných zŕ. Zirkón a apatit sú zastúpené iba akcesoricky.

Kremity porfýr bol odokrytý banskými prácami na II. hlbinnom horizonte. Je masívny, výrazne porfýrický, šedozelený. Základná jemnozrnná hmota je zložená z kremeňa, sericitu a chloritu. Výrastlice kremeňa a živcov dosahujú veľkosť až 1,5 mm (priemerná veľkosť 0,9 mm). Vo výbruse pozorujeme magmatickú koróziu výrastlíc. Zálivky vzniklé koróziou sú vyplnené jemnozrnným agregátom bázy. Živce patria ortoklasu a kyslým plagioklasom (albit-oligoklas). Z akcesórií v kremitom porfýre je zirkón.

#### Minerálna výplň ložiska

Ako už bolo spomenuté, na ložisku Hummel sú zastúpené 2 periódy: staršia, sideritová a mladšia, kremeň-sulfidová. Podávame charakteristiku minerálov oboch periód.

Siderit sa vyskytuje hlavne v strednej časti ložiska, a to medzi prvým výškovým a prvým hlbinným horizontom, kde výplň žily je prevažne sideritová. V ostatných častiach ložiska vystupuje v asociácii minerálov kremeň-sulfidickej periódy, v okrajových partiách ložiska je zastúpený iba sporadicky alebo chýba. Na ložisku nachádzame dve generácie sideritu.

Siderit prvej generácie — zo sideritovej periódy sa vylúčil na počiatku mineralizácie. Je hrubokryštalický, veľkosť zrna až 3 cm. Jedince sú prevažne xenomorfného obmedzenia, miestami kataklazované, s undulóznym zhášaním. Siderit druhej generácie patrí do kremeň-sulfidickej periódy a je jemnozrnnejší.

Chalkopyrit je zo sulfidov najdôležitejším minerálom ložiska, rozšírený na ložisku pomerne rovnomerne, pričom smerom západným (Jozefína štôlna) mierne pribúda. Chalkopyrit nevytvára väčšie nahromadeniny, ale je vždy v asociácii minerálov kremeň-sulfidickej periódy, ktoré obyčajne preniká v podobe jemných žiliek. V oxydačnom pásme je zmenený na malachit, azurit a kovelín.

*Spektrálna analýza chalkopyritu*: základné prvky: Fe., Cu; Pb, Cd, Mn, Zn pochádzajú z heterogénnou prímiesou galenitu a sfaleritu. Prítomnosť Ag a Bi vysvetľujeme ako u galenitu a sfaleritu. Si, Al, Ca, Mg možno považovať za znečisteniny.



Magnetit sa vo väčšej koncentrácii nachádza medzi I. a II. úpadnicou v hlbinných horizontoch a sieťovite, žilkami (niekoľko mm) preniká siderit; tvorí obyčajne zrná xenomorfného obmedzenia, výnimočne izometrického tvaru, približujúce sa oktaedru. Väčšie individua magnetitu sa zvyčajne striedajú s jemnozrnnejším agregátom. Veľkosť zŕn kolíše medzi 0,05 mm až 0,1 mm.

Na ložisku možno rozlíšiť dva základné typy pyritu. Prvý typ patrí do sideritovej periódy a vyskytuje sa v podobe ojedinelých kryštálov. Zatiaľ ťažko zistiť, či je pyrit starší ako siderit. Podstatná časť pyritu pochádza z kremeň-sulfidickej periódy, kde vytvára najčastejšie xenomorfné formy, ale vďaka vysokej kryštalizačnej schopnosti má väčší sklon k idiomorfii ako minerály, s ktorými spolu vystupuje. V porovnaní s ostatnými časťami ložiska na hlbinných horizontoch východne od II. úpadnice dochádza k abnormálnemu vylúčeniu mikrokryštalického pyritu, ktorý je tu v asociácii s markasitom.

Arzenopyrit, hoci nie je vzácnym minerálom na ložisku, nevytvára väčšie koncentrácie; je v asociácii hlavne s pyritom a markasitom. Obmedzenia je prevažne xenomorfného; pekne obmedzené tvary arzenopyritu sú zriedkavé (šesťuholníky a kosoštvorce priemerne 0,1 mm veľké). Vekové postavenie arzenopyritu sme nemohli určiť presne. Pri štúdiu nábrusov arzenopyrit bol slabo korodovaný markasitom a pyritom. Iný zjav sme však nepozorovali. Preto v rámci sukcesie nemôžeme postavenie arzenopyritu určiť jednoznačne.

Sfalerit je vedľa pyritu, markasitu a chalkopyritu najrozšírenejším sulfidom na ložisku a lokálne vytvára i väčšie koncentrácie (na dedičnej štólňi, v I. a II. výškovom horizonte). Vylúčil sa v poruchovej zóne žily vertikálneho priebehu (akýsi „rudný stĺp“). Podľa výsledku spektrálnej analýzy obsahuje vysoké percento Fe, čo sa odráža i v jeho tmavohnedej farbe. Podľa literatúry takýto sfalerit je charakteristický pre vyššie termálne ložiská. Štruktúra sfaleritu je jemnozrná, allotriomorfná, o priemernej veľkosti zrna 0,03 mm; objavila sa leptaním nad parami lúčavky kráľovskej. Sfalerit obsahuje značné množstvo drobných uzavrenín pyrrhotínu, a prítomné sú v ňom aj prímiešaniny chalkopyritu, obyčajne nepravidelne rozptýlené; len vzácné sledujú kryštalografické obmedzenie sfaleritu.

*Spektrálna analýza sfaleritu.* Základný prvok: Zn; izomorfné: Fe, Cd, In, Mn, Hg, snáď i Ba (Betechtín). Vysoký obsah Fe je spôsobený okrem izomorfnéj prímiesi pravdepodobne i heterogénnou prímiesou galenitu a sfaleritu. Ag môže byť viazané na sulfosoli Bi, kým Co sa najpravdepodobnejšie izomorfné zastupuje s Fe, prítomnom vo sfalerite. Neprítomnosť Ge a Ga podľa viacerých autorov (napr. Stoiber, Schroll) by svedčila o vzniku sfaleritu za vyšších teplôt.

Galenit je zastúpený v podstatne menšom množstve ako sfalerit; tvorí roztrúsené zrnká, vzácné žilky o mocnosti 0,5—1 cm (I. podložná žila) spolu s ostatnými rudnými minerálmi. Najčastejšie vystupuje so sfaleritom a silne koroduje staršie minerály, najmä karbonáty v smere minimálneho odporu podľa klencovej štiepatelnosti.

*Spektrálna analýza galenitu.* Základný prvok: Pb; značný obsah Bi pochádza pravdepodobne zo submikroskopickej prímеси Bi-minerálov. Relatívne vysoký obsah Ag môže byť spôsobený prítomnosťou Bi-minerálu so zložkou Ag. Tl sa najskôr zastupuje so sírou. Obsah Cu sa najpravdepodobnejšie viaže na heterogénnu, submikroskopickú prímես tetraedritu, prípadne Ag-minerálov. Zn, Cd, Mn pochádza zo sfaleritu, Cu a Fe z chalkopyritu a Sb asi z tetraedritu. Ostatné prvky pripisujeme znečisteninám.

Markasit patrí geneticky dvom typom: primárny a sekundárny, a vyskytuje sa v spoločenstve s pyritom. O ich vzájomnom vzťahu sa zmienim v stati o sukcesii. Markasit vytvára xenomorfné tvary, idiomorfné obmedzenie je vzácnosťou. Mladšia generácia je supergénneho pôvodu a vzniká nahrádzaním pyrhotínu. V oxidačných podmienkach je pyrhotín veľmi nestály minerál. Oxydáciou pyrhotínu vzniká H<sub>2</sub>S a síran Fe, ďalej disulfidy Fe, najmä markasit, lebo sa vylučuje prednostne pred pyritom. Markasit sa nachádza na celom ložisku. Sekundárny markasit možno sledovať na IV. a V. výškovom horizonte. Nahrádzanie sa začína od okrajov markasitu, v pokročilejšom štádiu z pyrhotínu zostávajú len relikty, až napokon je zatlačený úplne.

Pyrhotín je zastúpený v premenlivom množstve na celom ložisku. Lokálne (I. výškový horizont, východná časť) vytvára v podstate monominerálnu masu so sporadickými uzavreninami starších minerálov (arsenopyrit, pyrit, markasit). Najčastejšie sa vyskytuje ako xenomorfné zrná, iba v jedinom prípade v podobe tabuľkovitého dvojčatného zrastu podľa 001.

*Spektrálna analýza pyrhotínu.* Pyrhotín sme analyzovali za účelom presnejšej identifikácie mikroskopicky preukázaného rýdzeho Bi a tetraedritu, ktoré pre ich nepatrné rozmery nebolo možno vyseparovať. Fe a Cu má výrazné línie; o niečo slabšie sú línie Bi a Sb. Uvedené prvky sú zložkami pyrhotínu, rýdzeho Bi a tetraedritu. Cu-minerály v pyrhotíne sme nezistili. Nevylučujeme možnosť submikroskopickej prímеси chalkopyritu. Je však nepravdepodobné, žeby len z neho pochádzal taký vysoký obsah Cu. Prítomnosť Ni a Co možno vysvetliť izomorfizmom medzi Fe, Ni a Co. Pb môže pochádzať z tetraedritu (vzhľadom na blízky ionový polomer s Cu), prípadne zo submikroskopickej prímеси galenitu. Hg sa viaže na tetraedrit, ostatné zistené prvky patria k znečisteninám.

Tetraedrit je na ložisku zriedkavým minerálom. Bol pozorovaný v asociácii s rýdzim bizmutom v strednej časti ložiska na prvom výškovom horizonte. V podobe jemných vlasových žiliek sieťovite preniká sideritom, kremeňom a pyrhotínom.

Bizmutové minerály sme našli v strednej časti ložiska na I. a II. výškovom horizonte. Keďže rýdzi Bi a bizmutín boli mikroskopických rozmerov, nemohli sme použiť exaktnejšiu metódu na ich identifikáciu. Pripúšťame, že by mohlo ísť o iný minerál sulfosolí. Habitus kryštálov bizmutínu je steblovitý až ihličkovitý; sú rýhované paralelne s ich predĺžením. Bizmutín má silnú anizotropiu, slabý dvojo-draz, pozorovateľný v olejovej imerzii. Farebný efekt anizotropie medzi hnedo-zelenou a sivou. Zhášanie je priame. Žilky bizmutínu prenikajú sieťovite kremeňom a rozvetvujú sa ďalej na jemné, vláknité žilôčky. Bizmutín bol identifikovaný

opticky, diagnostickým leptaním a mikrochemickou reakciou (bola zistená prítomnosť Bi).

Rýdži Bi vyskytuje sa s tetraedritom, prenikajúc jemnými žilkami mikroskopických rozmerov sideritom, kremeňom a pyrhotinom. Mineragrafická identifikácia: minerál silne anizotropný, v imerzii pozorovať slabú bireflexiu; tvrdosť nízka, pri rýpaní medenou ihlou ostáva rýha. Pre nízku tvrdosť a krehkosť má povrch drsnejší, čím je znížená anizotropia. Farba rýdzeho Bi je krémová.

Rezbanyit sa našiel na I. výškovom horizonte v strednej časti ložiska; identifikovaný na základe rudnej mikroskopie, mikrochémie, spektrálnej analýzy a röntgenometrickej metódy. Je mäkký, ocelovosivej farby. Habitus kryštálov sa približuje skôr rezbanyitu z Baita Bihar (Rézbánya) v Rumunsku, ktorý má silne pretiahnutú formu, než rezbanyitu dobšinskému (mierne pretiahnuté kryštály a agregáty izometrických zŕn). Kryštály sú pretiahnutého tvaru, ryhované paralelne s predĺžením, zhášajú rovnobežne. Tvrdosť nízka (rýpe sa Cu-ihlou). Odrazivosť vyššia ako u galenitu. V odrazenom svetle biely so slabomodrým odtieňom. Anizotropia je veľmi silná s farebným efektom medzi sivou až tmavohnedou. Bireflexia pozorovateľná vo vzduchu, výrazne v olejovej imerzii.

*Spektrálna analýza rezbanyitu.* Výsledok analýzy skresľuje prítomný chalkopyrit a rýdži bizmut, ktoré nebolo možné od rezbanyitu oddeliť. Obsah chalkopyritu v rezbanyite = 20 %, rýdzeho Bi = 15 %. Základné prvky: Pb, Cu, Bi.

Difrakčné záznamy zistené prístrojom Mikrometa-Chirana, klasickou Debey-Scherrerovou metódou. Zariadenie Co antikatódou ( $\lambda_K \alpha_1 = 1,7853 \text{ k}\text{\AA}$ ). K $\beta$  žiarenie eliminované Fe filtrom. Komórka o  $\varnothing$  1 mm. Napätie 23 kV, intenzita 32 mA. Preparát nanosený na sklenené vlákno, nevykazujúce vlastnú difrakciu. Na registráciu difrakčných záznamov sa používal film Agfa-Laeue. Snímky sa vyvolávali vo vývojke Agfa 30 presne 6 minút pri  $18 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Difrakčné snímky sa premeriavali na komparátore Chirana. Intenzita línií sa odhadovala vizuálne (viď tab. str. 140). Namerané vzdialenosti sa prepočítali prevodovými tabuľkami Tolkačeva (1955) na hodnotu d.

### Nerudné minerály

Na ložisku sú tri generácie kremeňa. Prvú predstavuje kremeň vylúčený na počiatku sideritovej periódy, uzavretý v siderite a s ním korodovaný. Tvorí prevažne izometrické zaoblené zrná. Druhá generácia spadá časove na začiatok kremeň-sulfidickej periódy. Kremeň je mliečne biely, najčastejšie vytvára idiomorfne zrná, veľké niekoľko mm. Tretia generácia je zastúpená vodovobielym kremeňom hladkého povrchu.

Ankerit vystupuje v asociácii s pyritom, markasitom a sfaleritom; vytvára nepravidelné tvary, zriedkavo žilky. Pod mikroskopom sa vyznačuje silnou pseudoabsorbciou. Farba ankeritu je bledožltá.

Kalcit patrí medzi najmladšie minerály na ložisku. Vypĺňa pukliny (3–10 cm), kolmé na generálny smer žily a totožné s prevládajúcim smerom dislokácií na ložisku. Je bielej farby, skelného lesku. Zrná majú izometrický tvar s dokonalou štiepateľnosťou podľa klenca.

Tabulka hodnôt röntgenometrickej analýzy rezbanyitu

Por. čís.	Rézbanýa		Dobšina			Hummel				Poznámky
	d tab. [k <sup>x</sup> ]	I tab.	dm [k <sup>x</sup> ]	Im	Δd	γ°	dm [k <sup>x</sup> ]	Im	Δd	
1	3,97	2	4,00	5	0,03	12°99'	3,97	sl.	0,00	koincidencia
2	3,75	1	3,79	1	0,04	13°85'	3,73	v. sl.	0,02	
3	3,56	9	3,56	10	0,00	14°57'	3,55	s.	0,01	
4	3,29	2	3,31	1	0,02	15°24'	3,39	sl.	0,10	
5						15°88'	3,25	sl.		
6	3,12	8	3,13	9	0,01	16°60'	3,12	m	0,00	koincidencia
7	2,98	3	3,03	1	0,05	17°41'	2,98	v. sl.	0,01	
8	2,82	10	2,84	7	0,04	18°40'	2,83	m	0,01	
9	2,71	1	2,75	2	0,04	19°21'	2,70	sl.	0,03	
10	2,65	2	2,66	3	0,01	19°93'	2,62	v. sl.	0,02	
11	2,56	2	2,56	4	0,00	20°20'	2,58	v. sl.	0,00	koincidencia
12	2,50	2	2,48	3	0,02	20°88'	2,50	v. sl.	0,01	
13	2,34	1	2,34	3	0,00	22°28'	2,35	v. sl. ?	0,01	
14	2,25	5	2,25	4	0,00	23°41'	2,24	sl.	0,01	
15	2,11	4	2,13	5	0,02	24°94'	2,12	sl.	0,01	
16						25°25'	2,08	v. sl.		
17	2,00	5	2,01	4	0,01	26°65'	1,99	sl.	0,01	
18	1,95	4	1,97	6	0,02					neprejavila sa
19			1,93	3		27°47'	1,93	sl.		
20	1,86	3	1,87	5	0,01	28°73'	1,85	sl.	0,01	
21			1,81	1		29°77'	1,80	v. sl.		
22	1,74	7	1,75	8	0,01	31°07'	1,73	m	0,01	
23	1,63	3	1,63	2	0,00	33°60'	1,60	v. sl.	0,03	
24	1,58	5	1,58	6	0,00					neprejavila sa
25	1,55	1	1,54	1	0,01	35°36'	1,54		0,01	
26	1,52	3	1,51	4	0,01			v. sl.		neprejavila sa
27	1,474	2	1,470	2	0,00	37°48'	1,46		0,01	
28	1,437	2	1,411	2	0,02	38°92'	1,42	sl.	0,01	
29	1,397	3	1,395	5	0,02			sl.		neprejavila sa
30	1,373	1	1,372	2	0,00	40°77'	1,36	v. sl.	0,01	
31	1,322	6	1,322	6	0,00	42°08'	1,33	v. sl.	0,01	
32			1,299	2		43°58'	1,29	v. sl.		
33	1,275	5	1,268	3	0,01	44°69'	1,27	sl.	0,00	koincidencia
34						45°78'	1,24	v. sl.		
35	1,210	3	1,209	2	0,01	47°26'	1,21	sl.	0,00	koincidencia
36	1,191	2	1,187	1	0,01	48°93'	1,18	sl.	0,01	
37	1,165	4	1,155	5	0,01	50°42'	1,16	m	0,00	koincidencia

Im: s. = 0,9–0,8; m = 0,7–0,4; sl. = 0,3–0,2; v. sl. = 0,1 –

Chlorit bol zistený na halde štólne Jozefína vo forme žíliiek (1–2 cm), prenikajúcich sideritom. Uzatváral v sebe pyrit a arzenopyrit. Vzhľadom na nedostatok ďalšieho materiálu nemohli sme presne určiť jeho postavenie v sukcesii.

Antimonitová mineralizácia na ložisku je samostatná, priestorove oddelená. Antimonit sa nachádza na III. podložnej žile, paralelnej s generálnym smerom hlavnej žily. Pozícia žily, mineralogická izolovanosť antimonitu, prejavujúca sa neprítomnosťou iných minerálov (žilnú výplň tvorí kremeň, impregnovaný antimonitom), nasvedčuje, že antimonit patrí k najmladším minerálom na ložisku. Pôsobením pomalých tlakov antimonitové zrná sú poprehýbané, čo pekne pozorovať u zdvojitých jedincov. Pri prudších pohyboch zrná antimonitu boli drvené až vyvalcované. Antimonit je charakteristický výraznou bireflexiou, viditeľnou i vo vzduchu so sivým až jasne bielym farebným odtieňom.

### Sekundárne minerály

Limónit je hlavným minerálom oxydačnej zóny. Rozkladu podlieha hlavne siderit, menej pyrit. Nahrádzaním sideritu a pyritu vznikajú substitučné limonity, označované v zmysle Smirnova ako *limonity nahrádzania*, v zmysle Blancharda a Boswela ako *limonity miestne* (indigenous). V oxydačnej zóne je prítomný i limónit kolomorfnéj formy. Na priereze pozorovať radiálne-lúčovitú a zonálne-kolomorfnú štruktúru. Pri sledovaní jednotlivých zón efekt odrazivosti vnútorných reflexov sa mení. Jednotlivé zóny sa vyznačujú rôznou tvrdosťou. Je to výsledok odlišnej absorpcie vody jednotlivých zón pri ich raste.

Kovelín vzniká premenou chalkopyritu; vytvára tabuľkovité agregáty sýto-modrej farby. Vyznačuje sa silným dvojdracom so sivým až modrým farebným odtieňom. Anizotropia je veľmi silná, od modrej cez oranžovú po tmavočervenú.

### Postupnosť mineralizácie

Na začiatku mineralizácie dochádzalo k premenám okolitých hornín, vyvolaných účinkom hydrotermálnych roztokov. V podstate ide o sericitizáciu porfýroidov, prekremenenie hornín a impregnáciu pyritom. Po týchto pochodoch začali sa vylučovať minerály sideritovej periódy: siderit, pyrit a kremeň. Kremeň xenomorfného obmedzenia je zastúpený sporadicky a je korodovaný sideritom. Po vykryštalizovaní minerálov staršej generácie tektonické pochody intenzívne porušili žilnú výplň. Voľné priestory zaplnili minerály mladšej kremeň-sulfidickej periódy.

Začiatok prvej subperiódy je charakterizovaný vylúčením kremeňa, ktorý kvantitatívne i dĺžkou intervalu vylučovania dominuje nad ostatnými minerálmi tejto subperiódy, sieťovite preniká sideritom prvej generácie a intenzívne ho zatláča. Súčasne s kremeňom sa vylučuje magnetit a arzenopyrit. Magnetit vyplňuje kataklastické pukliny sideritu prvej generácie. Je uzatváraný a korodovaný arzenopyritom. Po arzenopyrite sa pravdepodobne vylúčil chlorit (bližšie pri jeho opise).

Tabuľka leptania minerálov: 1 rezbanyit; 2 bizmutín; 3 rýdzí Bi

číslo	Juško	Uyten- bogaardt	Ramdohr	Uölynskij	Hummel
H <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	1	—	—	—	—
	2	+  —	+	+	+
	3	—	HJ +	nauvidza	+
FeCl <sub>3</sub>	1	—	—	—	—
	2	—	—	—	—
	3	—	—	—	—
KCN	1	—	—	—	—
	2	—	—	—	—
	3	—	—	—	—
KOH	1	—	—	—	—
	2	—	—	—	—
	3	—	—	—	—
HCl 1:1	1	—	—	—	—
	2	+  —	—	—	—
	3	+	+	+	+
HNO <sub>3</sub> 1:1	1	+*	+*	+	+*
	2	+*	+*	+	+*
	3	+	+	+	+*

\* = efferverces

V neskorších fázach sa začína vylučovať pyrit a v závere prvej subperiódy kryštalizuje spolu s markasitom. Oba minerály sú tesne zrastené, vytvárajúc masu liateho kyzu; prenikajú v podobe žíliet sideritom a hlbokými zálivkami vnikajú do arzenopyritu, uzavierajú ho i s magnetitom. V ďalšom vývoji žily bola mineralizácia prerušená; minerály podľahli deštrukcii, žilná výplň bola drvená.

Mineralizácia druhej subperiódy začína kremeňom, ktorého interval vylučovania je veľmi dlhý. Súčasne s kremeňom kryštalizuje siderit druhej generácie a pyrit, ktorých vekový vzťah sme nezistili. Siderit je jemnozrný, preniká pyritom, markasitom a arzenopyritom, a cementuje ich. Mikroskopicky možno pozorovať ako jemné žilky sideritu prenikajú pyritom a sfaleritom. Aj pyrit vniká do sfaleritu vo forme žíliet alebo zálivkov. Po kryštalizácii pyritu sa vylúčil ankerit, ktorý uzatvára pyrit a sám je zatláčaný sfaleritom pozdĺž štiepných plôch. Ako ďalší minerál kryštalizoval sfalerit, ktorý intenzívne zatláča siderit. V pokročilom štádiu relikty sideritu sú obklopené sfaleritom, čím vzniká ostrovná textúra. Zaujímavý je vzťah sfaleritu k pyritu. Pyrit je zatláčaný sfaleritom nielen od okraja zrna, ale

Tabuľka spektrálnych analýz

Minerál	Fe	Pb	Zn	Cu	Si	Sb	Al	Ag	Mg	Ga	Ti	Cr	Mn	Su	Ti	Cd	Hg	Co	Ni	Ba	Jn	Bi
Galenit	●	○	●	●	○	+	●	●	+	●	●	●	●	+	+	+						●
Sfalerit	○	●	○	●	○		●	+	●	●		+	●		+	●	●	●		+	+	●
Chalkopyrit	○	●	●	○	○		●	●	+	●			+			+						
Antimonit		●		●	○	○			●	+			+								+	
Rezbanyit	●	○		○	●	●	+	●	●	●			+		+			+		+		○
Pyrotín	○	●		○	●	○	+	+		●			+				●	+	+	+		○

○ — hlavné komponenty (100–1 %); ● — vedľajšie komponenty (1–1/100 %); + — stopové komponenty (1/100–1/10 000 %).

Spektrálna analýza sa vyhotovovala na strednodisperznom kremennom spektrografe ISP–22. Odiskrenie v oblúku striedavého prúdu s použitím generátora DG–1. Registrácia na doske FOMA-Super orto. Dosky sa vyvolávali vo vývojke Rodinal 1:20 6 minút pri  $18,0^{\circ} \pm 0,5^{\circ} \text{C}$ . Doba expozície 90 sekúnd pri 14 A. Pri kvalitatívnom stanovení prvkov sa používali na porovnanie tabuľky Kalinina (1952) a Gerlacha – Ridlovej (1949). Materiál sa pripravoval na analýzu pomocou binokuláru.

i od stredu. Jadro tvorené sfaleritom zaujíma obyčajne excentrickú polohu. V ďalšom štádiu zatlačania pyritu vznikajú atolovité a podkovovité útvary. Pyrotín nepravidelného obmedzenia je uzatváraný sfaleritom a podľa klencovej odľučnosti zatlačuje sfalerit aj ankerit. Galenit ako mladší minerál preniká sfaleritom vo forme nepravidelných žiliek, ktoré sa rozvetvujú na jemnejšie žilôčky, prenikajúce medzi zrnami sfaleritu. Po kryštalizácii galenitu sa vylúčila skupina minerálov, časovo úzko spätých: rezbanyit, tetraedrit, chalkopyrit, rýdzi bizmut a bizmutín. Vzhľadom na ich tesnú späťosť a nedostatok materiálu, nebolo možné bližšie určiť ich vekový vzťah. Vyskytujú sa vo forme nepravidelných žiliek, hlavne v pyrotíne a pyrite, ojedinele i v kremeň. Jediným kritériom pre ich vekové zaradenie bolo zatlačanie rezbanyitu a tetraedritu chalkopyritom a rýdzim bizmutom. Chalkopyrit je rozmiestnený pomerne pravidelne po celej ploche ložiska vo forme nepravidelných útvarov alebo žiliek, ktoré prenikajú kremeňom, markasitom, pyritom a arzenopyritom. Pozdĺž štiepných plôch vniká do galenitu a zatlačá ho. V spoločnosti tetraedritu sa nachádza i svetlosivý minerál so slabým modrastým odtieňom, vytvárajúci nepravidelné zrná veľmi malých rozmerov, takže okrem chalkografického pozorovania nemohlo sa použiť k jeho identifikácii inej metódy. Je silne anizotropný, vystupujúceho reliéfu. S  $\text{HNO}_3$  po pol minúte s lúčavkou kráľovskou okamžite tmavne; ostatné činidlá negatívne. Mohlo by ísť o saflorit. Mineralizáciu kremeň-sulfidickej periódy uzatvára kalcit, ktorý pretína žilnú výplň žilkami mocnými niekoľko cm.

Sukcesia minerálov na ložisku Hummel

—————▶ smer vylučovania —————▶

minerály	sideritová perióda	Kremeň - sulfidická perióda		sekundárne minerály
		I. subperióda	II. subperióda	
kremeň	•		•	
pyrit	•			
siderit				
magnetit		•		
arzenopyrit		•		
chlorit		•		
pyrit				
markazit			•	•
pyrolin			•	
ankerit			•	
sfalerit			•	
galenit			•	
rezbaryt			•	
chalkopyrit			•	
tetraedrit			•	
rydzí Bi			•	
bismutin			•	
kalcit			•	
limonit				•
kovelín				•
malachit				•
azurit				•
antimonit				•

Nevyplnené znaky = neurčité postavenie v sukcesii.



## Záver

Ložisko Hummel patrí k ekonomicky dôležitému a mineralogicky svojráznemu rudnému ťahu. Na tvorbe žilnej výplne sa podieľajú dve periódy: 1. staršia, sideritová; 2. mladšia, kremeň-sulfidická. Kremeň-sulfidická perióda je charakterizovaná pestrou mineralizáciou a veľkým termálnym rozpätím. Ložisko Hummel patrí k epigenetickému žilnému typu ložiska strednej veľkosti s nepravidelnou stavbou.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

## LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát I. SAV, Bratislava. — [2] Betechtin A. G., 1955: Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych rudnych mestorozhdenijach. (Akademia nauk SSSR), Moskva. — [3] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [4] Fusán O., 1951: Krátky prehľad geologických, petrografických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. Archív GÚDŠ. — [5] Fusán O.—Kantor J., 1953: Chalkografické pozorovanie na sulfidickom ložisku „Alžbeta“ v Bystrom potoku. Geol. sbor., IV. — [6] Fusán O.—Máška M.—Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [7] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [8] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [9] Juško S. A., 1955: Metódy skúmania rúd pod mikroskopom v odrazenom svetle. Preklad z ruského originálu (1949), Bratislava. — [10] Kamenický J.—Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41, Bratislava. — [11] Kantor J., 1949: Geologicko-montanistické pomery oblasti Hačava—N. Medzev—Fichtenhübl. Archív GÚDŠ. — [12] Ramdohr P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin. — [13] Ulrich F., 1936: Rýdži Bi z Dobšinej. Věda přírodní, roč. 17, Praha. — [14] Uytendogaardt, 1951: Tables for microscopic identification of ore minerals. New Jersey. — [15] Varček C., 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [16] Volynskij J. S., 1947: Opredeľenie rudnych mineralov pod mikroskopom. Moskva—Leningrad.

ŠTEFAN BAJANÍK

## PARAGENETISCHE VERHÄLTNISSE IN DER LAGERSTÄTTE HUMMEL

Die Lagerstätte Hummel befindet sich im SE Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges, nördlich von der Gemeinde Nižný Medzev und gehört dem epigenetischen Gangtypus an. An ihrem Bau beteiligen sich zwei Perioden, und zwar die *ältere* — Siderit, und die *jüngere* — Quarz-sulphidische Periode. Die Lagerstätte liegt in Gesteinen der Gelnicaer Serie, die durch Phyllite, Quarzite und Porphyroide vertreten sind. Die Mineralassoziation ist durch eine Reihe von Mineralien charakterisiert; die Charakteristik einiger von ihnen wird übermittelt:

Siderit ist in der Lagerstätte durch zwei Generationen vertreten. Siderit I (aus der Sideritperiode) ist grobkristallin; einzelne Kristalle sind stellenweise kataklasiert mit undulöser Auslö-

schung; meistens sind sie mit xenomorpher Abgrenzung. Siderit II gehört der Quarz-sulphidischen Periode an und ist von feinerer Körnigkeit.

Chalkopyrit ist in der Lagerstätte ziemlich gleichmässig vertreten, immer in der Assoziation von Mineralien der Quarz-sulphidischen Periode, die von ihm in Form von freien Aderchen durchdrungen sind. Charakteristisch ist seine messinggelbe Farbe. In der Oelimmersion weist er eine schwache Anisotropie (feine braunrosarote und grünliche Schatierung).

Eine selbständige Gruppe bilden die Bi-Mineralien (Bismutin, reiner Bi und Rezbanyit), die sporadisch im mittleren Teil der Lagerstätte vorkommen.

Rezbanyit wurde mikroskopisch, mikrochemisch, durch Spektralanalyse und roentgenometrisch festgestellt. Er ist weich, stahlgrau; aufgezogen und längs gerillt. Anisotropie stark grau bis dunkelbraun gefärbt. Bireflexion ist in der Oelimmersion ausgeprägt.

Selbständig, räumlich isoliert ist die Sb-Mineralisation, die einen längsgerichteten Gang bildet, der parallel mit dem Hauptgang verläuft. Beim langsamen sukzessiven Druck wurden die Sb-Körner gebogen, während beim heftigen einmaligen Druck wurden solche Körner zerbröckelt. Für Antimonit ist die ausgeprägte Bireflexion charakteristisch, die auch in der freien Luft als graue bis weisse Schatierung sichtbar ist.

### Erläuterungen zu den Abbildungen

#### Tab. IX

Abb. 1. Galenit (weiss) zwischen Sphalerit (hellgrau) und Siderit verdrängt den Siderit. Anschliff, 55× vergrössert. — Abb. 2. Chalkopyrit (weiss) mit dem reinen Bi verdrängt den Rezbanyit (grau) längs der Spaltfläche. Anschliff, 100× vergr. — Abb. 3. Den feinkörnigen Pyrit durchdringt ein Siderit II — Aderchen. Anschliff, 30× vergr. — Abb. 4. Pyritkristall der Sideritperiode verdrängt durch Siderit (dunkelgrau), in welchem Pyrrhotin- (weiss) und Sphaleritkörner (grau) anwesend sind. Anschliff, 50× vergr.

#### Tab. X

Abb. 1. Unregelmässiges Tetraeditaderchen mit dem reinen Bi im Pyrrhotin. Anschliff, 250× vergr. — Abb. 2. Lamellierte Antimonitkörner. Anschliff, 120× vergr. — Abb. 3. Limonit vertritt den Siderit; unten rechts wird Pyrit durch Limonit vertreten. Anschliff, 55× vergr. — Abb. 4. Der idiomorphe Galenit wird von der Mitte durch den Quarz im Sphalerit verdrängt. Anschliff, 190× vergr.

### Vysvetlivky k tabulkám

#### Tab. IX

Obr. 1. Galenit (biely) vykryštalizovaný na hranici sfaleritu (svetlosivý) a sideritu zatláča siderit a preniká žilkou sfalerit (vľavo). Nábrus, zv. 55×. — Obr. 2. Chalkopyrit (biely) s rýdzim Bi zatláča rezbanyit (šedý) vo smere štiepatelnosti. Nábrus, zv. 100×. — Obr. 3. Cez jemnozrnný pyrit preniká žilka sideritu II. Nábrus, zv. 30×. — Obr. 4. Kryštál pyritu sideritovej periódy zatlačovaný sideritom (tmavošedý), v ktorom sú zrná pyrrhotínu (biely) a sfaleritu (šedý). Nábrus, zv. 50×.

#### Tab. X

Obr. 1. Nepravidelná žilka tetraeditu s rýdzim Bi (výstup. reliéf) v pyrrhotíne. Nábrus, zv. 250×. — Obr. 2. Lamelované zrnká antimonitu. Nábrus, zv. 120×. — Obr. 3. Textúra limonitu, ktorý nahrádza siderit. V dolnom pravom rohu nahrádzanie pyritu limonitom. Nábrus, zv. 55×. — Obr. 4. Idiomorfný galenit zatlačovaný od stredy kremeňom vo sfalerite (leptaný). Nábrus, zv. 190×.

JAROSLAV CHMELÍK—LAURENC SNOPKO

## VULKANIZMUS KREMITÝCH PORFÝROV A ICH STRATIGRAFICKÉ POSTAVENIE V ZÁPADNEJ ČASTI GELNICKEJ SÉRIE SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

(Tab. XI—XIV, nemecké resumé)

### ÚVOD

V predloženej práci sa zaoberáme hlavne otázkou využitia petrografických odlišností vo vulkanogénnych súvrstviach pre stratigrafické účely.

Študovaný materiál sa skladal z povrchových vzoriek, odobraných z porfyroidových telies pri geologickom mapovaní na liste Dobšiná, zo vzoriek odobraných z vrtovej ÚÚG (M á š k a 1956), GP v Rožňave a GÚDŠ.

V práci sme sa zamerali na reliktné, textúrne a štruktúrne znaky v efuzívnych horninách (u ktorých navrhujeme i určité triedenie, ktoré by sa dalo použiť pri geologickom mapovaní) a na otázky hrubého stratigrafického postavenia týchto hornín v gelnickej sérii, najmä však na členenie vulkanogénneho súvrstvia označovaného ako *pačanské vrstvy* (S n o p k o 1956, 1957).

### Prehľad literatúry

Problém porfyroidového vulkanizmu v Spiško-gemerskom rudohorí sa začal riešiť až roku 1902, kedy v oblasti Rožňavy F. S c h a f a r z i k rozoznáva kremité porfýry a porfyroidy, ktoré sa predtým pokladali za rôzne typy bridlíc, prípadne i za „karpatské ruly“.

Jeho výsledky prevzal V. U h l i g (1903), ktorý sa domnieva, že kryštallické horniny paleozoika v Spiško-gemerskom rudohorí sú preniknuté kyslými (kremité porfýry) i bázickými (Grünschiefer) intruzívnymi horninami, metamorfovanými a zbridičnatými počas variského orogénu, kedy došlo i k intrúziám žulových masívov.

J. R e g u l y (1903) odlišuje južne od Volovca v Uhligovej rudonosnej sérii „klastické členy“ v troch pruhoch (zložené zo sericitických bridlíc, kvarcitických bridlíc a vápencov) a eruptívne členy, zložené z dynamometamorfovaných porfýrov,

pričom porfyroidové pruhy sa striedajú s bridličnatými. Kápolna (1903) odlišuje porfyroidy dvojakého typu: erupzívneho i sedimentárneho pôvodu a považuje ich za mladšie ako karbón. Drobné zmienky o efuzívach kyslého charakteru nájdeme i v prácach Ackerera (1905) a Böckha (1905), ktorý sa domnieva, že kremitý porfýr sa vyskytuje uprostred vrchného karbónu a že vystúpil pravdepodobne ako dayk a neskôr bol tiež postihnutý dynamometamorfózou.

Neskôr Böckh (1905) tvrdí, že kremité porfýry neprenikajú až do vrchného karbónu, ale ostávajú len v podložných bridliciach, ktoré prenikajú naprieč. Prikláňa sa k názoru, že bridlice i kremité porfýry patria spodnému karbónu, ktorý je od vrchného oddelený intrakarbónskym vrásnením. Böhm (1907) tvrdí, že porfyroidy medzi Štítnikom a Henckovcami sú intrakarbónskeho veku, t. j. že vznikli medzi spodným a vrchným karbónom. Podotýka však, že sú dynamometamorfované spolu so sedimentami spodného karbónu.

Vitális (1910) dochádza k záveru, že telesá porfyroidov v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria na Rimabani sú spolu uložené s karbónskymi súvrstviami a patria permu. J. Woldřich (1912) vyčleňuje v staršom paleozoiku porfyroidové pásmo s celým radom fylitických a sericitických hornín, ktoré podľa neho vznikli hlavne premenou kremitých porfýrov, keratofýrov a ich tufov. Výskyty uvádza hlavne na Königsbergu (na južnom jeho úpätí) západne od Mlyniek. Porfyroidové pásmo zrejme i s vložkami tufitového materiálu nachádzame na západnom svahu Vogelbergu a v údolíčku nad Mlynkami v údolí Malý Rabenzeifen (pri štólne Cilli) a na svahu Ebersbergu na Guli. Podľa týchto výskytov porfyroidové horniny ležia snáď pod diabázmi. Čierne metamorfované porfyroidové bridlice sa vyskytujú i vo Florenseifenskom údolí.

Mikroskopicky sú porfyroidy zložené hlavne z kremeňa, živca (najčastejší albit) svetlej sludy (sericit), pyritu, hematitu, uhličitanov a turmalínu; ako akcesórie sú prítomné chlorit a spinel. Zo štólne Cilli podáva Woldřich chemickú analýzu; podľa neho vzniklo celé pásmo počas jednej alebo viacerých submarínných erupcií. Porfyroidy sú podľa neho staropaleozoické, zatiaľ čo v karbóne boli metamorfované.

Rozložník (1913) spomína porfyroidy južne od Dobšinej, najmä od Suchého vrchu, Spitzenhügla a upozorňuje, že prvý tieto porfyroidy opisuje Redlich zo Suchého vrchu z bane Hirsksolung. Porfyroid sa vyskytuje i v Alsohermanskej bani v nadloží sideritových žíl.

R. Kettner (1921) sa domnieva, že porfyroidy vznikli do sedimentov spodného karbónu, že sú intruzívne a vytvárajú žily i lokality konkordantne v bridliciach.

Rozložník (1935) pre Zelenkovu a Matějkovu gelnickú sériu (Matějka — Andrusov 1931) používa nový názov *porfyroidová séria* a pripúšťa pre ňu spodnokarbónsky vek. Porfyroidová séria sa podľa neho skladá z dvoch odlišných skupín, a to sedimentárnej a erupzívnej; v druhej skupine rozlišuje

porfyroidy a metamorfované diabázy (zelenokamy). Predpokladá, že porfyroidy vznikli z kremitých porfýrov, ktoré boli intenzívne stlačené.

Š u f (1936) konštatuje, že gelnická séria sa skladá z fylitov a porfyroidov v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria; vyčleňuje tri sedimentárne pásma, medzi ktorými ležia porfýry, normálne porfyroidy a chloritizované porfyroidy. Pri Smolníku v pačanskom údolí a na vrchu Turecká vymedzuje vložky porfýrového tufu a efuzívneho porfýru.

S t e j s k a l a V a c h t l (1936) rozoberajú geologické pomery v severnej časti Dobšinej. Porfyroidové i diabázové súvrstvie pokladajú za devónske. Južne od Dobšinej rozlišujú porfyroidy, felzitický porfýr, tufový porfýr, kremitý porfýr a kremitý keratofýr.

Z o u b e k (1936) považuje Spišsko-gemerské rudohorie za najvnútornejšiu sériu Západných Karpát, a to za staropaleozoickú tzv. „rudnú sériu“, ktorá sa skladá z fylitov s bázičkejšími, kyslými, intruzívnymi i efuzívnymi formami. Karbón a perm vzhľadom k metamorfnej fácií považuje za mladšie.

A n d r u s o v (1938) na základe analógie s Alpami usudzuje, že gelnická séria je silúrska a sedimenty sú pravdepodobne hlbokomorské. Kyslé členy, porfyroidy a porfýry považuje výhradne za intruzívne.

V a c h t l (1938) usudzuje, že karbónske zlepence pri Dobšinej vznikli až po vestfálskej transgresii, teda časove spadajú do obdobia vulkanickej aktivity. Kremitým porfýrom a „fylitom neznámeho veku“ (pomenované Š u f o m 1936) pripisuje mladokarbónsky až permský vek.

J. K a m e n i c k ý (1945) sa domnieva, že jadro gemeríd je zložené zo sedimentárnych, metamorfovaných hornín s intruzívnymi stlačenými kremitými porfýrmi. Keďže chýbajú kontaktné dvory, usudzuje, že prevažná časť týchto útvarov je pôvodu tektonického. Porfyroidovú sériu považuje za silúrsku. M. K u t h a n (1949) vymedzuje drnavskú a uhorňanskú sériu v staršom paleozoiku gemeríd. Uhorňanskú sériu podľa neho tvorí vulkanogénny materiál, miestami silne postihnutý dynamometamorfózou.

J. K a m e n i c k ý v prednáške z 22. 3. 1950 (A n d r u s o v 1950) hovorí, že časť hornín označenú ako porfyroidy treba chápať ako metamorfózou dotknuté kremité porfýry, kremité keratofýry, ktoré si zachovali ešte relikty hyalínneho vývoja základnej hmoty. Porfýry vystupujú v zložitých žilných telesách, sú intruzívneho, ojedinele i efuzívneho charakteru. Posledný typ je charakterizovaný tzv. ovoidmi (sekundárnou feldšpatizáciou), vyplnenými albiticko-kremitou substanciou.

K u t h a n (1950) poukazuje na existenciu dvoch druhov, vekove i petrograficky odlišných typov porfýrov (staropaleozoické i permské). Útvary staršieho paleozoika gemeríd rozdeľuje na dve série, a to na *mladšiu*, *uhorňanskú*, a *staršiu drnavskú* sériu. A n d r u s o v (1950) tlačou informuje o výsledkoch posjazdovej exkurzie v gemeridách. Pri štúdiu geologického profilu od Pačanského vrchu (k.

1057) smerom na Heckerovú (k. 1255) účastníci exkurzie konštatovali, že v profile sa striedajú fylity a droby. Našli aj typický peň kremitého porfýru.

I l a v s k ý (1953) si striedanie porfyroidov a fylitov vysvetľuje tým, že patria jednému sedimentačno-efuzívnemu cyklu, ktorý môže patriť kaledónskemu orogénu (vrchnogotlandskému a spodnodevónskemu).

F u s á n — J. K a m e n i c k ý — K u t h a n (1953) podotýkajú, že uhorňanskú sériu tvoria kremité porfýry, hrubozrnné pyroklastiká s vložkami ílovitých a fylitických bridlíc, ktoré tvoria niekoľko pruhov medzi N. Slanou a Smolníkom, Rejdovou a Súlovou, medzi Mníškom n/H. a Kojšovou hoľou (k. 1218). Kremité porfýry sú hlavne efuzívneho charakteru a sprevádzané sú tufmi. Predpokladajú aj intruzívne typy najmä tam, kde je nedostatok tufov. Intruzívne kremité porfýry sú hrubozrnné s holokryštalickou základnou hmotou, kým efuzívne typy majú hyalínny vývoj základnej hmoty. Horniny sú metamorfované hercýnskym orogénom, ktorý sa odohral v predpermských útvaroch.

Problémom porfyroidového vulkanizmu v Spiško-gemerskom rudohorí sa začal podrobne zaoberať J. K a m e n i c k ý v roku 1953. V rámci porfyroidovej (gelnickej) série rozlišuje v skúmanom území sedimentárnu a vulkanogénnu časť; druhú časť tvoria kremité porfýry, podradne kremité keratofýry, ich tufy a tufity. Všetky horniny boli prevažne metamorfované na porfyroidy, takže v Spiško-gemerskom rudohorí nachádzame dva typy porfyroidov: prvý vznikol z kremitých keratofýrov, druhý z ich tufov a tufitov.

Podľa J. Kamenického (1955) vulkanizmus kremitých porfýrov nie je spojený s orogenetickými pochodmi, ktoré prerušili sedimentáciu, ale prebiehal počas sedimentácie staropaleozoickej geosynklinály ako súčasť — submarínny.

O porfyroidoch sa ďalej zmieňuje M i š í k (1953) z okolia Hrádku, z Banskej doliny a V. Č e k a l o v á (1953) z ložiska Sádlovska pri Rožňave.

J. K a m e n i c k ý (1953—54) podáva kritériá pre odlíšenie kyslých efuzívnych hornín. Jeho poznatky majú veľký význam pre ďalšie riešenie problémov vulkanizmu staršieho paleozoika v Spiško-gemerskom rudohorí. Podľa Kamenického Spiško-gemerské rudohorie má veľkú petrografickú príbuznosť s východoalpskou drobovou zónou, pričom porfýrový vulkanizmus má charakter kremitých porfýrov, lokálne felzitických porfýrov a kremitých keratofýrov. Felzitické porfýry sa vyskytujú v oblasti Suchého vrchu (k. 1041 m), Smrečinky (k. 1268) a Stromiša (k. 1191) východne od Dobšinej, kde vystupujú spolu s kremitými porfýrmi. Kremité porfýry sa našli len v oblasti Suchého vrchu (východne od Dobšinej) a v oblasti Kojšovej hole (1248). Ostatné horniny predstavujú metamorfné pyroklastiká kremitých porfýrov, ktoré J. Kamenický označuje ako *klastoporfyroidy*.

M a r s c h a l k o (1954) v uhorňanských vrstvách pozoruje v pačanskom údolí silne stlačený sopečný tufový materiál, ktorý sa strieda so sedimentárnymi vložkami (Ždiarik k. 694, Ostrý vrch, Háj). Tufy majú často brekciovitý a zlepencový ráz (Pača, Rákoš I.).

M a h e l (1954) spomína porfyroidovú sériu v západnej časti gemeríd, kde je budovaná predovšetkým efuzívnymi kremitými porfýrmi a ich pyroklastikami a horninami sedimentárneho pôvodu. Uvádza, že porfyroidová séria sa vyznačuje flyšovou sedimentáciou, ktorá nie je ukončená oživením vulkanickej činnosti a vyľieváním kremitých porfýrov, ale pokračuje i medzi jednotlivými vulkanickými fázami.

F u s á n — M á š k a — Z o u b e k (1954) označujú gelnickú sériu názvom *kambrosilurská séria* a vulkanické súvrstvia s porfýrmi a ich pyroklastikami zaraďujú do spodnejšej časti.

J. K a m e n i c k ý (1955) uvádza ďalšie fakty o existencii len jedného sedimentačného efuzívneho cyklu a spomína, že vhodné profily pre riešenie tejto otázky sa nachádzajú najmä na Pačanskom vrchu — Heckerová — JV od Uhornej, ďalej na južnom svahu Lužice pri Henckovciach a v južnom okolí Prakoviec. Dôležitým jeho poznatkom je, že kremité porfýry (i keratofýry) prevládajú najmä v strednej a východnej časti, kým pyroklastiká (tufy a tufity) najmä v južnej a západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Ďalej v zpráve poukazuje na skutočnosť, že v Štefan štólni na Železníku sa strieda pyroklastikum kremitých porfýrov s vápencovým súvrstvom, čo poukazuje na to, že pravdepodobne porfýrový vulkanizmus neskončil pred sedimentáciou gotlandu (?), ale pokračoval aj do bituminózo-karbonatického súvrstvia.

Otázkami stratigrafického postavenia kyslého vulkanogénneho súvrstvia sa zaoberajú F u s á n (1956), F u s á n — M á š k a (1956), S n o p k o (1956, 57).

M á š k a (1956) v gelnickej sérii vyčleňuje pačanský komplex vrstiev vulkanodetritickej povahy. Tufitické vrstvy uvádza od Henckoviec, kde spomína tufoidy až tufitoidy [zaznamenal ich M a r s c h a l k o (1954) na kóte Ždiarik k. 694, Ostrý vrch a k. Hájl]. Z vulkanických vrstiev opisuje metamorfované vulkanické popoly (vulkanický prach), ktoré svojím zložením odpovedajú kyslým vulkanitom. Porfyroidy (metamorfované kyslé tufy, hrubšie zrnité s kremennými, niekedy i živcovými zrnami, „očkami“) považuje až na ojedinelé prípady za tufy (sopečný popol, piesok aj s prímiesou častíc lapilových veľkostí a pod.). Na základe charakteru sedimentácie súdi, že pôvodné horniny dnešných porfyroidov (až na niektoré výnimky) boli popolové až lapilové tufy, teda produkty prevažne extruzívneho submarínneho vulkanizmu, unášané morským prostredím a z neho sedimentované, sčasti diferencované.

Kremité porfýry a keratofýry sú vzhľadom úplne odlišné od porfyroidov a vyskytujú sa hlavne vo východnej polovici Spišsko-gemerského rudohoria (napr. SV od Pače na hrebeni Panského vrchu, v okolí Smolníka, Smolníckej huty, smerom k Štосу, SV a S od Betliara a pod.). Majú nápadne celistvú základnú hmotu, sú masívne s nepravidelným rozpukaním. Predstavujú podľa Mášku, až na malé výnimky, výlevné lávové horniny. Máška nepozná zatiaľ žiaden prípad intruzívnych kremitých porfýrov alebo keratofýrov (staropaleozoického veku).

Podľa Mášku niektoré diabázové horniny a ich pyroklastiká, hlavne v južnom okolí Švedlára a Starej Vody, Mníška, južne od Sloviniek a v okolí Gelnice môžu patriť fylito-diabázovej sérii.

Klinec (1958—59) považuje za najhlbší člen gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí vulkanické súvrstvie; porfyroidy považuje za efuzívne členy, striedajúce sa s jemnými, ílovito-piesčitými fylitmi, usadenými vo vodnom prostredí. Náplň vulkanického súvrstvia tvoria kremité porfýry, dosť často granitizované (v súvislosti so vznikom granitu; Gubač — Klinec, 1959), ďalej porfyroidy ako premenený pyroklastický materiál, prevažne hrubšieho zrna, jemné popolovité preplástky vulkanického prachu, tufy, tufity.

Kremitý porfýr severne od Pačanského vrchu a S od Pače považuje Klinec za výlevný a predpokladá, že tieto horniny odpovedajú granitizovanému kremitému porfýru.

Varček (1959) vyslovuje názor o efuzívnom charaktere kremitých porfýrov. Pri zhodnotení chemických analýz podotýka, že chemizmus neodráža pôvodný stav hornín, ale poukazuje na zvýšenie zložky  $Al_2O_3$ . Zmenu si vysvetľuje tým, že horniny boli rôzne intenzívne metamorfované, v dôsledku čoho došlo aj k rôznej migrácii prvkov. K existencii kremitých keratofýrov sa vyjadruje, že v Spišsko-gemerskom rudohorí nejde o typické horniny, t. j. výlevné ekvivalenty alkalickej žuly, ale len o primárne alebo sekundárne odrody hornín alkalicko-vápenatého radu. Horniny charakteru kremitých keratofýrov mohli vzniknúť sekundárne metamorfnými procesmi, autometamorfnými, alebo lokálne súvisia s magmatizmom gemeridnej žuly (Betliar). Keďže sú v efuzívnych horninách plagioklasy s podielom Ca-zložky, navrhuje tieto produkty chápať ako primárne bázickejšie produkty diferenciacie magmy alkalicko-vápenatého radu. Na trocha bázickejší charakter nasvedčujú i biotity. Takto sa posúvajú chemicky analyzované a vyhodnotené horniny asi na pol cestu smerom ku kremitým porfýritom (odpovedajúcim paleovulkanickým ekvivalentom granodioritu). Z toho vyplýva, že podľa chemizmu hornín v prípadoch od Dobšinej, Betliara, Čučmy a inde ide o kremité plagioporfýry až kremité porfýry; teda i pomer  $Na_2O$  ku  $K_2O$  je iný, lebo metamorfóza prebiehala za úbytku  $Na_2O$ .

#### GEOLOGICKÉ POMERY — VULKANIZMUS A STRATIGRAFIA GELNICKEJ SÉRIE

V rokoch 1955—1959 počas geologického mapovania na listoch Dobšiná, Smolník a Plešivec sme sledovali otázky sedimentárne i tektonické. Podrobný petrografický rozbor efuzívnych hornín v gelnickej sérii sa v študovanom území zatiaľ podrobne nesledoval (až na posledné práce regionálneho charakteru: Máška 1956 a Kamenický 1953—1956).

Po podrobnom petrografickom spracovaní výbrusov z vrtného materiálu (ÚÚG, GÚDŠ, GP) a z ostatných vzoriek boli petrograficky vyhodnotené skúmané vulka-



nogénne horizonty gelnickej série. Tak bolo možné doplniť podrobnú stratigrafiu a tektoniku i poznatkami petrografickými, keďže všetky telesá efuzívneho charakteru ležia v študovanom území súhlasne so sedimentárnymi členmi gelnickej série.

Gelnická séria [pre ktorú je najpravdepodobnejší vek kambrium (?) — silúr (?); F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1954] predstavuje kaledónsku flyšovú formáciu, doprevádzanú viacerými kyslými efuzívnymi prejavmi. Ide pravdepodobne o kaledónsky subsekventný vulkanizmus (J. K a m e n i c k ý 1956), ktorého intenzívna činnosť trvala skoro počas celej sedimentácie gelnickej série. Vrchná časť gelnickej série, zložená zo sedimentov jemne pelitických i bituminózne-karbonatických [predpokladá sa pre ne vek gotland (?)] má už diabázový vulkanizmus, teda celkom odlišný charakter efuzívnych hornín, poukazujúci na ukončenie éry kaledónskeho vývojového cyklu. Tak sedimentácia najvrchnejšieho člena gelnickej série ako i bázičný vulkanizmus sa odohrali pravdepodobne po starotakonskej horotvornej fáze, ktorá sa v Spišsko-gemerskom rudohorí prejavila jedine prehĺbením geosynklinálneho mora (poukazujú na to jemné sedimenty, veľké hrúbky lydítov a intenzívna karbonatická sedimentácia). Celá gelnická séria bola zvrásnená pravdepodobne mladotakonskou horotvornou fázou (spišská fáza vrásnenia; F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1954), po ktorej došlo k vynoreniu a erózii zvrásnených sedimentov gelnickej série. Hlavná fáza kaledónskeho horotvorného pochodu prebiehala pred usadením flyšových sedimentov gelnickej série, kedy sa uplatnil i synorogénny vulkanizmus. J. K a m e n i c k ý (1956) poukazuje na základy tohto vrásnenia z poľského stredohoria (Kielcidy) a z Banátu. Exotické valúny granitických hornín našiel J. Kamenický v karbónskych zlepenkoch a považuje ich pravdepodobne za kaledónske, vystupujúce azda v podloží paleogénu.

V posledných prácach Z o u b e k (1959) vyslovil názor o staršom veku určitých častí kryštalinika jadrových pásiem. Podľa toho by sa mohli určité granitoidné horniny chápať ako synorogénne kaledónske, pričom časť metamorfovaného kryštalinika s bázičným vulkanizmom by poukazovali na počiatky éry kaledónskeho geosynklinálneho cyklu. Tieto otázky zatiaľ nie sú preštudované, a sú len jednou z možností, na ktoré sa treba v budúcnosti zamerať.

V študovanej oblasti, ako sme už skôr poukázali, sa zameriava len na petrografiю efuzívnych hornín kaledónskeho subsekventného vulkanizmu gelnickej série. V poslednej dobe sa súvrstvia gelnickej série členili na viac osobitných súvrství na základe sedimentárnych kritérií, pričom sa brali do ohľadu i výskyty efuzívnych hornín (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1954; S n o p k o 1956—1957; M á š k a 1956; K l i n e c 1958—1959; I v a n o v 1959). Konkrétne v nami študovanom území vykonávali v poslednej dobe geologické mapovanie do podrobných máp viacerí pracovníci (1:10 000 J. Beňo, J. Václav, J. Beňka, Š. Bajaník; 1:25 000 A. Klinec, J. Kotásek, L. Snopko 1957—1959 a 1:5000 J. Furiel 1959, L. Snopko 1955), pričom sa dospelo ku týmto stratigrafickým uzáverom:

N a j s p o d n e j š í m s ú v r s t v í m gelnickej série v študovanom území sú

„vlachovské vrstvy“ (Snopek 1957). V podstate ide o detritické súvrstvia typického flyšového charakteru, v ktorých vystupujú priamo pri Vlachove tmavé bridlice. Nad nimi sú kvarcitné až piesčité fylity, ktoré sa postupne zjemňujú a prechádzajú až do úplne tmavých, jemných sericiticko-chloritických fylitov. Celé súvrstvie Václav (1959) rozčlenil na 4 časti. V súvrství vystupujú časté polohy tmavých i šedých lyditov, a môžeme v ňom pozorovať menšie polohy efuzívnych hornín, ktoré sú v pomere k sedimentom nepatrne zastúpené. Pod pojmom *najspodnejšie súvrstvie* nesmieme tu chápať bazálne súvrstvie, keďže podložie vlachovských vrstiev nepoznáme; sú však najstarším súvrstvím vzhľadom k okolným známym súvrstviám gelnickej série v študovanom území.

Mladším súvrstvím, ktoré je hlavným predmetom našich štúdií, sú „pačanské vrstvy“. Ide v podstate o vulkanogénne súvrstvie, v ktorom sa striedajú mohutné polohy porfýrových tufov s polohami sedimentov (Snopek 1959). Z doterajších geologických výskumov z územia medzi Dobšinským potokom a riekou Slanou možno usudzovať, že tu ide o kompletný profil v pačanských vrstvách, a to z toho dôvodu, že pačanské vrstvy na juhu sa stýkajú s vlachovskými, kým na území západne od Vyšnej Slanej (Klinc 1959) s betliarskymi vrstvami, najvyšším súvrstvím gelnickej série.

V celom študovanom území vystupujú viaceré mohutné polohy (horizonty) porfyroidov (počtom 5–6), o ktorých možno usudzovať, že tvoria samostatné efuzívne celky, ktoré prerušili osobitnú flyšovú sedimentáciu pačanských vrstiev. No, i v týchto osobitných tufových i tufitových horizontoch sa vyskytujú väčšie alebo menšie sedimentárne polohy, ktoré nasvedčujú na prerušenie jednotlivých vulkanických fáz.

Z doterajších výsledkov dá sa usudzovať, že hlavne v strednej časti pačanských vrstiev sa vyskytujú menšie polohy tufitov bázickejšieho charakteru. Ide pravdepodobne o tufity porfyritového, prípadne až diabázového charakteru, na ktoré už skôr upozornili Woldřich (1912), Rozložník (1913, 1935), J. Kamenický (1953, 1954–55), Máška (1956) a iní. Sú to prevažne tufity kyslého vulkanického charakteru. Otázku ich priestorového a časového rozloženia v študovanom území sa pokúšame riešiť v tejto práci. Okrem týchto tufov a tufitov možno pozorovať i telesá kyslých výlevných ekvivalentov, o ktorých je reč v petrografickej časti.

Najvrchnejším členom gelnickej série sú betliarske vrstvy, ktoré tu vystupujú v dvoch pruhoch; jeden smeruje od Volovca k Nižnej Slanej-Gampel, druhý od Betliara k Nižnej Slanej-Manó. Podľa geologickej stavby možno usudzovať, že pod útvarmi karbónu na lokalite Na Jasenovú horu sa obidva pruhy spájajú. Potom sú asi tektonicky posunuté k juhu a pod útvarmi karbónu pokračujú v Kobeliarove, Hankovej a Rejdovej. Stratigraficky v týchto častiach sa podarilo odlíšiť jemné sericiticko-chloritické fylity, ktoré len zriedka obohacujú grafitickú substanciu. Vo fylitoch sú mohutné vápencové šošovky zložené vlastne z drobnó-

rytmických vápencov, čomu nasvedčuje drobné prúžkovanie, viditeľné v niektorých polohách. Nad úpravňou závodu Čučma (F u s á n — M á š k a 1956) v súvrstviach vápencov leží komplex diabázov, tufy a vápnité tufity, ktoré sa neustále striedajú. Okrem toho je tu 10 m mocná poloha bázika a nad ňou opäť kryštalické vápence s tufogénnou prímiesou. Nad týmto súvrstvom je poloha drobnovrstevnatých kvarcitov, vyššie polohy tmavých a čiernych lyditov veľkej mocnosti. Lydity vytvárajú celistvé polohy, prípadne drobné vrstvy.

V súvislosti s odlišnosťou sedimentácie a vulkanizmu v súvrstviach gelnickej série zmienime sa v krátkosti o otázke hraníc medzi týmito súvrstviami. Spodnú hranicu vlachovských vrstiev zatiaľ nepoznáme; vrchná hranica, teda rozhranie medzi vlachovskými a pačanskými vrstvami, je dosť umelá a kladieme ju približne na rozhranie prvého mohutného telesa porfyroidov, ktoré nasadá na svetlé až tmavé sericiticko-chloritické fylity vlachovských vrstiev s hojnými lyditmi.

Hranica medzi vrstvami pačanskými a betliarskymi je dosť problematická a pri geologickom mapovaní sa kládla na rozhranie porfyroidov a jemných sericiticko-chloritických fylitov, v ktorých už boli vápencové polohy, alebo na hranicu porfyroidov s vápencami (osobitné postavenie majú karbonátové polohy v Železníku — J. K a m e n i c k ý 1954). Sú však časté miesta, kde pre nedostatok odkryvov a podobnosť fylitov pačanských a betliarskych vrstiev sa ostrá hranica nedá vždy viesť, hoci celkový charakter a odlišnosť oboch súvrství je zrejmä. Je to i prirodzené, lebo sedimentácia plynule pokračovala od najstarších súvrství až do najmladšieho. Sú i prípady, že porfyroidové telesá sa vyskytujú priamo v betliarskych vrstvách (Nižná Slaná, Železník). Otázku, či v takomto prípade treba pokladať určité petrografické horizonty za relatívne staršie alebo mladšie, možno riešiť aj teoreticky; lepšie však bude zapodievať sa s ňou až pri detailnom výskume týchto súvrství.

#### PETROGRAFICKÝ OPIS VYVRELÝCH HORNÍN

Vulkanizmus v gelnickej sérii v Spišsko-gemerskom rudohorí je pomerne jednotný, ale jeho výskum je sťažený tým, že horniny sú značne epizonálne metamorfované.

Pri štúdiu bázickejších i kyslejších hornín chceme sa zamerať najmä na rozdiely, vyplývajúce z reliktných štruktúrnych a textúrnych znakov u hornín výlevných i u ich tufov a tufitov. Jedine z týchto charakteristík dostaneme prehľad o predmetamorfných rozdieloch; ktoré sú nielen odrazom prostredia, ale i chemizmu skúmaných hornín. Všetky nami skúmané horniny sú efuzívneho charakteru, čomu nasvedčuje ich stratigrafická pozícia, textúrne a štruktúrne znaky.

V mnohých prípadoch sú tieto predmetamorfné rozdiely značne zotreté, čo sa odráža v mineralogickom zložení i v značnej premene štruktúrnych a textúrnych znakov. V blízkosti hydrotermálnych žíl sa uplatňuje vplyv určitých látok, čo sa prejavuje v mineralogickom zložení i s ním súvisiacom odnose určitých prvkov.

S prihliadnutím na všetky tieto znaky a zmeny rozhodli sme sa rozdeliť petrograficky nami skúmané horniny efuzívneho charakteru na tieto skupiny:

A. *výlevné horniny*, ktoré si zachovali pôvodnú štruktúru a textúru: kyslé a bá-  
zické;

B. *pyroklastiká*, ktoré si zachovali pôvodné textúrne a štruktúrne znaky: kyslé  
a bá-  
zické;

C. *metamorfované efuzívne horniny*;

D. *hydrotermálne zmeny*.

## A. Výlevné horniny, ktoré si zachovali pôvodné textúry a štruktúry

### a) *Kyslé horniny*

Do tejto skupiny patria *kremité porfýry* s typickou nerovnomerne zrnitou *porfyrickou štruktúrou* vyvrelých hornín, u ktorých môžeme rozlíšiť dve charakteristické generácie minerálov. Prvá je zložená z intratelurických minerálov: kremeňa, ortoklasu, albitu, albit-oligoklasu a biotitu, ktoré tvoria výrastlice. Základná hmota má *mikrogranitickú štruktúru*, v ktorej sú základné živcové zrníčka hypidiomorfné zrnité; kremeň je allotriomorfný a vyplnil medzery medzi lištičkami živcov. Tieto minerály základnej hmoty tvoria druhú generáciu. U mikrogranitickej základnej hmoty by sa dalo predpokladať, že počiatky kryštalizácie pôvodnej štruktúry boli už v intratelurickom štádiu. Vo výbrusoch sme pozorovali i *mikrofelzitickeú základnú hmotu*, ktorá sa skladá zo submikroskopických pôvodne vzniklých minerálov. Tieto sa nedajú pod mikroskopom presne identifikovať. Možno predpokladať, že v niektorých prípadoch sa vytvorila zo *sklovitej hmoty*, potom že došlo k *devitrifikácii* a tak aj k vzniku *mikrofelzitickej základnej hmoty*.

Túto hmotu môžeme chápať aj tak (zvlášť keď je čiastočne usmernená), že ide o *pôvodnú mikrofluidálnu štruktúru*. U mikrofelzitickej základnej hmoty môžeme teda predpokladať, že išlo o kryštalizáciu už priamo na povrchu.

Najčastejšie intratelurické výrastlice tvorí dihexaedrický obmedzený *k r e m e ň*, ktorého obmedzenie je narušené hlbokými a charakteristickými zálivmi, spôsobenými magmatickou koróziou. Vo výbruse je zväčša veľmi čistý, tlakmi nepostihnutý. V kremeňoch možno pozorovať i drobné uzavreniny, zložené zo základnej hmoty, z albitov a ortoklasov, v ojedinelých prípadoch i z biotitu. Uzavreniny tvorené zo základnej hmoty, sú prevažne mikrofelzitickej, zriedka mikrogranitickej štruktúry (môže však ísť aj o naprieč prerezané zálivy alebo kanály).

*Ortoklas* vytvára výrastlice, ktoré boli pôvodne idiomorfne obmedzené, ale okraje sú koróziou slabo dotknuté. Najčastejšie býva šedo-*zakalený* bez zrastov, len v ojedinelých prípadoch možno pozorovať zrasty.

Veľmi zriedkavou výrastlicou je *biotit*, ktorý vystupuje allotriomorfné; má výrazné štiepne trhlínky a zreteľný pleochroizmus.

Z plagioklasov možno pozorovať albit — oligoklas (zistovaný podľa symetrickej zóny zhášania) charakteristický svojím albitovým zrastom a dokonalou štiepnosťou. Z opakných minerálov vystupuje v kremitých porfýroch magnetit, z akcesorických minerálov apatit, rutil a zirkón. Druhotné zmeny sú na mineráloch pomerne značné, no základná reliktná štruktúra je tektonickými pochodmi narušená.

Spravidla najviac postihnutý druhotnými zmenami je ortoklas; po štiepných trhlkách vytvára sa sericit. V niektorých prípadoch je sericitizácia veľmi intenzívna, takže sericit tvorí rôzne agregáty. I pri veľkej sericitizácii ortoklas ne stráca svoje morfológické obmedzenie a relikty minerálu zachovávajú si pôvodné optické vlastnosti. (Veľmi zreteľne sa dajú pozorovať pri utiahnutej clone kondenzátora.) Albit-oligoklas podlieha podobným zmenám, ale vo väčšej miere. Biotit sa vyskytuje len vybielený, bez pôvodnej farby; ani pleochroizmus nemá taký intenzívny. Pomerne často býva biotit chloritizovaný (pennin), pričom sa časť železa vylučuje, takže pozorujeme po štiepných puklinách vylúčený hematit a limonit.

Základná hmota je tiež často zmenená. Ide hlavne o zmeny živcov, šupinky sericitu, ktoré sú veľmi nepravidelne, neusmernene usporiadané. (Pre určovanie základnej štruktúry vyvrelých hornín sme vybrali len také vzorky, ktoré postihla len veľmi slabá sericitizácia.)

V horninách výlevného charakteru vystupuje veľmi často albit a šachovnicový albit. Najčastejší je albit hypidiomorfne obmedzený, (niekedy aj slabó korodovaný), často však vytvára i kryštáliky idiomorfne obmedzené. Vystupuje v prevažnej miere ako neporušený, t. j. málo sericitizovaný. Úzke lamelárne zrasty sú veľmi časté a striedajú sa podľa albitového zákona kombinovaného s karlovarským. Primárna veľkosť výrastlíc albitu je rôzna (1—2 mm); nájdu sa však i menšie alebo väčšie albity.

Názory na vznik albitu v kyslých efuzívnych horninách sú rôzne. Albit sa považuje za pôvodný intratelurický minerál, ktorý je postihnutý ako výrastlica koróziou, a tvorí hlavnú súčasť v kremitých keratofýroch (J. Kamenický 1953, 1955, 1956). V niektorých prípadoch ho autori chápali ako autometamorfný, t. j. že sa vytvoril sekundárne až po obohatení magmy o  $\text{Na}_2\text{O}$ , v dôsledku čoho došlo k albitizácii (V arček 1959).

Lokálne sa opisujú albitizačné pochody i v súvislosti s kontaktným pôsobením gemeridných granitov na ich okolie (J. Kamenický — L. Kamenický 1955), alebo sa pripúšťa možnosť ich vzniku pri metamorfnom procese, označenom všeobecne ako granitizácia, infiltráciou kvapalných alebo plyných granitizačných roztokov (G ubač — K l i n e c 1959).

Menej pravdepodobné sú možnosti vzniku albitu v kremitých porfýroch pri regionálnej metamorfóze, prípadne i pri pôsobení hydrotermálnych procesov, obohatených albitovou zložkou.

Albity v našom materiáli (keďže sme pozorovali na mnohých prípadoch magmatickú koróziu) považujeme za intratelurické, prvotne vzniklé pri vytváraní výrastlic v pôvodnej magme kremitých porfýrov, lebo pri skúmaní neporušených tufových štruktúr sme zistili už klastické úlomky albitu, teda také, ktoré boli vyvrhnuté v pevnom stave. V metamorfovaných efuzívnych kyslých horninách sme pozorovali že došlo k deštrukcii albitov, ich lámaniu, ohýbaniu i úplnému vytiahnutiu vo smere usmernenia, nikdy však k novému ich vykryštalizovaniu (v nami skúmaných horninách).

V kremitých porfýroch sa nachádzajú i *autometamorfné prejavy* (J. K a m e n i c k ý 1953), zvlášť korodovanie prvotných minerálov kremeňa, ortoklasu, albit-oligoklasu i albitu zvyškovou magmou. Podľa intenzity korózie magmy pozorujeme, že idiomorfne formy minerálov sú zaoblené: kremeň, ortoklas, albit-oligoklas, albit; pri väčšej korózii sa vytvárajú rôzne formy zálivov (kremeň-albit) alebo minerál je skoro úplne rozozratý (kremeň).

J. K a m e n i c k ý m (1953) opisované zatlačovanie ortoklasu *šachovnicovým albitom* je i v našom materiáli veľmi časté. Ortoklas je v tomto prípade pomaly nahradzovaný šachovnicovým albitom. Podľa J. K a m e n i c k é h o (1953) albitizácia ortoklasu je v úzkej genetickej súvislosti s nedostatkom primárneho vývoja albitu a s obohatením o zložku  $\text{Na}_2\text{O}$  počas diferenciačnej kryštalizácie. Pozorovali sme, že šachovnicový albit vytvára jednoduché individuá v ortoklase a v niektorých prípadoch dokonca vyplňuje celý ortoklas, a tak preberá v základných rysoch primárne obmedzenie ortoklasu. Preto s Kamenického názorom súhlasíme.

V nami skúmaných výlevných horninách kremitých porfýrov sme sa stretli s formami, ktoré v ďalšom označujeme ako *ovoidy*. Ovoidy sú tvaru kruhovitého alebo oválneho. Od okolnej základnej hmoty sú oddelené niekedy ostrou hranicou, inokedy hviezdovitovo vbiehajú do základnej hmoty. Vnútrajšok ovoidov je vyplnený kremeno-albitovou hmotou. Stred ovoidu tvorí allotriomorfné obmedzený kremeň alebo albit, na ktorý nasadajú albitové lišty, usporiadané lúčovite. Sú i ovoidy zložené len z albitov, prípadne albity a kremene sa pravidelne striedajú v priestore ovoidov.

Názory na vznik ovoidov sú odlišné, niekedy sa chápu ako mandľovcovité výplne výlevných ekvivalentov (K u t h a n 1950; F u s á n — K a m e n i c k ý — K u t h a n 1953), ktoré by sa mali označovať ako *amygduly*. J. K a m e n i c k ý (1953, 1954) ich považuje za *miaroly*, vzniklé pri albitizačných procesoch autometamorfné. V a r č e k (1959) spomína i menej pravdepodobné možnosti ich vzniku pri konci metamorfných procesov kryštalizáciou alebo premenou pôvodnej zeolitovej výplne mandľovcových dutiniek, prípadne vplyvom hydrotermálnych procesov, kedy mohlo dôjsť ku rekryštalizácii albitu.

V našom prípade by mohlo ísť o výplne mandľovcových dutín, keďže sme našli vo výplni dutiny okrem kremeňa a albitu i kalcit.

Kremité porfýry sme zistili vo vrtoch G-9, G-19 (Rakovnica—Magdolňa),

G—10 (Rudná), G—17 (Rožňava baňa), G—20 (Vlachovo—Hámor) Vlachovo zárez cesty (1 km od obce smerom na Dobšinu), na Spitzenhügl J od k. 732 a na Krásnej Hörke Z od Vlachova.

V literatúre sa kyslé výlevné horniny spomínajú z okolia Rožňavy a Čučmy (Schafarzík 1902 a 1906; Pantó 1940; Varček 1950).

Kremité porfýry a keratofýry vystupujú aj na Königsbergu S od Mlyniak v údolí Malé Rabenseifen (zo št. Cilli), na svahu Ebersbergu na Gugli i vo Florenseifenskom údolí (Woldřich 1912). Rozložník (1935) spomína ortoklas-porfyroidy severne od Friedwaldu, od Suchého vrchu „Za skalou“, plagioklas-porfyroidy z Trenkenbachu, zo Suchého vrchu a kremité porfýry západne od Peckenbergu, pri rieke Slanej na Sturzhalde. Šuf (1936) opisuje porfýry od Smolníka v pačanskom údolí a z vrchu Turecká. Spomína ich aj Stejskal a Vachtl (1936) a Kuthan (1947—50) ich nachádza západne od Smolníka na Panskom vrchu i východne od Pače. J. Kamenický (1953, 1954) opisuje felzitické porfýry zo Suchého vrchu, Smrečiny a Stromiža V od Dobšinej, kremité keratofýry zo Suchého vrchu v oblasti Kojšovej hole, M. Marschalko (1954) zas ojedinelé teleso kremitých porfýrov V od Pače. M. Máška (1956) opisuje kremité porfýry a keratofýry SV od Pače na Panskom vrchu, v okolí Smolníka, Smolníckej-Huty smerom ku Štôsu, severne od Betliara. Porfýry a ich tufy opisuje z vrhu G-21, ktorý mikroskopicky spracoval J. Chmelík. Na sever od Pače a na Panskom vrchu v rokoch 1958—1959 zistil Klinec (Gubač—Klinec 1959) viaceré výskyty v rožňavskej doline J od hájovne Ďurov laz a V od Pače na Panskom vrchu západne od Smolníka (považujú ich za granitizované); C. Varček (1959) upozorňuje na výskyty v okolí Betliara a Čučmy.

#### b) Bázické horniny

Do skupiny bázických hornín so zachovanými pôvodnými reliktnými štruktúrami patria metadiabázy s reliktnou ofitickou štruktúrou charakteristickou tým, že sú vyvinuté veľmi výrazne idiomorfne lišty albitu — albit-oligoklasu, ktoré vôbec nie sú usporiadané. Medzi medzerami plagioklasov (ktoré sú skoro vždy tvaru trojuholníka) zistili sme len druhotné minerály [epidot, chlorit, (penin) a kalcit]. P. Rozložník (1935) pri opisovaní obdobnej horniny z okolia Spitzenhügla uvádza, že našiel i relikty augitu (?), ktorý sa vplyvom druhotných premien zmenil na epidot. My sme sa stretli len s druhotne vzniklými epidotmi.

U hornín, kde trojuholníkové priestory sú vyplnené len jedným minerálom epidotu, predpokladáme, že išlo o pôvodnú štruktúru diabáz-ofitickú, u ktorej boli plagioklasy asi rovnako veľké ako zmenený augit a medzi zrnami plagioklasov bol uzavretý len jeden minerál augitu. V niektorých prípadoch išlo azda o pôvodnú štruktúru granulo-ofitickú (synonym: granulito-diabázovú), pri kto-

rej medzi lištami plagioklasu bolo uzatvorených viac zrn epidotu a pravdepodobne i viac allotriomorfných zrn augitu. Často býva základná hmota vyplnená len jemnošupinkovitým chloritom (penninom). Je možné, že medzi lištami plagioklasov bola vyvinutá len rýchlo stuhnutá základná hmota, dnes zmenená na chlorit (pennin). V tomto prípade by mohlo ísť o pôvodnú *apointersertálnu* štruktúru.

Plagioklas y sú idiomorfne alebo hypidiomorfne vyvinuté; veľkosť 0,5 až 0,9 mm, šírka lištičiek 0,1 mm. U jedincov pozorujeme zrasty podľa albitového zákona. Podľa symetrickej zóny zhášania ide o albity až albit-oligoklas y. Plagioklas y sú slabo porušené a miesta porušenia sú vyplnené chloritom. Na miestach, kde sa stýkajú dva jedince plagioklasov, ich obmedzenie je allotriomorfné.

Epidot vytvára najčastejšie dosť veľké (0,1–0,3 mm) nepravidelné zrná, niekedy idiomorfne obmedzené, pseudohexagonálne alebo stĺpkovité. Vypĺňa obyčajne priestory medzi lištami plagioklasov. V niektorých prípadoch sme pozorovali i viacero nepravidelných tvarov epidotu, uzavretých medzi lištami plagioklasov. Na zrnách epidotu bývajú nepravidelné štiepne trhliny; vo výbruse je farby žltej, slabo pleochroický, silne vystupuje nad svoje okolie (výrazný reliéf).

Chlorit (pennin) vypĺňa najčastejšie základnú hmotu. Je drobnošupinkovitý, pri jednom nikole má svetlozelenú až zelenú farbu. Je slabo pleochroický. Okrem chloritu pozorovať i drobné zrnká kalcitu s výraznou štiepnosťou, vysokými interferenčnými farbami a vysokým indexom lomu. Vystupuje vždy spolu s epidotom. Z akcesorických minerálov je prítomný kremeň (allotriomorfné drobné zrnká). Okrem toho môžeme pozorovať opakné minerály, ktoré zastupuje titanomagnetit veľký 0,1 mm, ilmenit s typickým kostrovitým vývojom a leukoxénom.

Diabázy vyskytujú sa v záreze cesty pri Vlachove, SV od Vlachovskej Maše (k. 579) a na Píle vo Vlachovskej Maši. Rozlozsnik (1935) ich spomína západne od Spitzenhügla a SV od Vyšnej Slanej na Suchom hrbe a „Za Skalou“. Bázickejšie horniny opisuje Máška (1956) z okolia Švedlára, Starej Vody, Mníška, J od Sloviniek, Gelnice a z Čučmy; J. Kamenický (1953) a J. Kantor (1954) spomína z Čučmy horniny diabázového charakteru.

#### B. Pyroklastiká, ktoré si uchovali pôvodné štruktúrne i textúrne znaky

Pri posudzovaní pyroklastických hornín v útvaroch gelnickej série vynoril sa nám problém rozčleniť tieto horniny. Z jestvujúcich klasifikácií pyroklastických hornín rozhodli sme sa použiť len niektoré, aj to v čiastočne upravenej forme tak, aby sa dali aplikovať na nami skúmané podmienky a použiť aj pri geologickom mapovaní, a nielen pri petrografickom vyhodnocovaní hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Vhodným delením, ktoré by sa dalo prakticky použiť pri geologickom mapovaní, javí sa nám delenie podľa Švecova (1957), (ktorý hodnotí len percentuálne



zastúpenie vulkanického materiálu v pomere k sedimentárnej zložke), kombinované s delením podľa veľkosti úlomkov pyroklastika. Nami skúmané pyroklastikum vzniklo vo vodnom prostredí, kde došlo k určitému triedeniu materiálu nielen vo vzduchu, ale i pod vodou. Švecov na základe percentuálneho zastúpenia vulkanického materiálu v sedimentoch odlišuje:

1. *vulkanické tufy alebo brekcie*, zložené z viac ako 90 % pyroklastického materiálu;

2. *tufogénne horniny*, kde je prevaha vulkanického materiálu od 50–90 %;

3. *tufity alebo tufitové horniny* s vulkanickým materiálom od 10 do 50 %;

4. *sedimenty bez vulkanického materiálu* alebo max. do 10 %.

Najvhodnejšie doplnujúce delenie pre pomery v gelnickej sérii bude podľa veľkosti, teda podľa najväčšieho materiálu v hornine. Vhodným by bolo zatiaľ všeobecne používané delenie na:

a) *vulkanické bomby* (7–10 cm veľké) (väčšie pyroklastické horniny by sa označovali ako vulkanické bloky; dosiaľ sa v gelnickej sérii nenašli);

b) *vulkanické bombičky* (3–7 cm);

c) *lapily* (1–3 cm);

d) *vulkanický piesok* (od 0,3–1 cm);

e) *vulkanický popol* (menšie ako 0,3 cm).

Náš návrh zhrňujeme v tabuľke na str. 164. Základnú hmotu možno vždy charakterizovať podľa veľkosti úlomkov hornín.

#### a) *Pyroklastiká kyslých efuzívnych hornín*

sa vyskytujú v gelnickej sérii najčastejšie. Reliktné textúry a štruktúry, podľa ktorých môžeme vyhotoviť delenie, sa pomerne dobre zachovali pri metamorfických pochodoch. Najrozšírenejšie sú:

1. *tufy a tufogénne horniny* sú po petrografickej stránke v prevažnej väčšine tvorené pyroklastickým materiálom extruzívneho submarínneho vulkanizmu; sú veľmi málo, alebo vôbec netriedené i pri úlomkoch pomerne drobných, čo by nasvedčovalo na veľmi rýchlu sedimentáciu počas vulkanických erupcií. Sčasti triedené, t. j. roznášané morským prostredím sú také, v ktorých pozorujeme zjavné diastrofické triedenie (zvlášť vo vrchných častiach tufových a tufogénnych telies; vrt G-36 Nižná Slaná — Gampel; v doline Tešnarka severne od Nižnej Slanej).

Podľa textúrnych a štruktúrnych znakov ich rozdeľujeme na:

I. *Bomby stmelené tufmi* alebo tufogénnymi horninami; vyskytujú sa len ojedinele a zatiaľ ich opísal len Klínek (1959) z doliny J od Uhornej. Textúrne znaky sú veľmi výrazné.

II. *Bombičky stmelené tufmi* alebo tufoídnymi horninami; vyskytujú sa tiež južne od Uhornej a spomína ich Kuthan (1950) a Klínek (1959). Podľa Fusána (osobné oznámenie) vyskytujú sa pri Henckovej na Tureckej, v Gelnici a inde. Bombičky sú tvorené nielen z vulkanického, ale i cudzorodého materiálu, najmä zo šedých kvarcitov. Základnú hmotu tvorí tuf a tufogénny materiál.

		Všeobecné delenie podľa veľkosti pyroklastika (podľa 10 % zastúpenia najväčšieho pyroklastického materiálu)				
		Vulkanické				
		bomby 30–7 cm	bombičky 7–3 cm	lapily 3–1 cm	piesok 1–0,3 cm	popol 0,3 a menšie
Delenie podľa percentuálneho zastúpenia vulkanického materiálu v sedimentoch	tufogénne horniny 50–90 %	I. bomby stmelené tufmi a tufoidnými horninami (rozličnej veľkosti)	II. bombičky stmelené tufmi a tufogénnymi horninami (rôznej veľkosti)	III. lapily stmelené tufmi a tufogénnymi horninami (rôznej veľkosti)	IV. tufy – tufogénne horniny	V. vulkanický popol
	tufity 10–50 %	VI. bomby stmelené tufitmi (rozličnej veľkosti)	VII. bombičky stmelené tufitmi (rôznej veľkosti)	VIII. lapily stmelene tufitmi (rôznej veľkosti)	IX. tufity	X. jemnozrnné tufity
	sedimenty 0–10 %	XI. sedimenty obsahujúce vulkanický materiál				
		XII. sedimenty				

III. *Lapily stmelené tufmi* a tufogénnymi horninami opisuje Máška (1959) z vrto v Turcká od Rožňavy. Ide v podstate o veľké úlomky kremeňov a živcov (okolo 2 cm), ktoré sa dostali ako pôvodné lapily do morského prostredia, kde sedimentovali spolu s tufmi a tufogénnymi horninami. Vo vrtoch z okolia Rudnej sme pozorovali i úlomky tmavých sericiticko-chloritických bridlic. Aj zbridičnatené sedimentárne úlomky hornín, obklopené pôvodnou tufovou a tufogénnou hmotou považujeme za úlomky lapilového typu. Popisuje ich Kuthan (1950) z okolia Pače. Z tufových a tufitických súvrstí spomína Marschalko (1954) stlačené „valúniky“ sedimentárnych hornín (fyllitických bridlic a sivých kremencov; tufy majú brekciovitý a zlepcový ráz – Pača, Rákoš). Varček (1959) cituje obdobné úlomky V od Pače (k. 562, štóla Rézbánya). Našiel i *adinoly*, t. j. lapily, ktoré sú na obode obalené svetlou zónou (kremeň, albit, zriedka sericit).

IV. *Tufy a tufogénne horniny* sú zastúpené najviac. Z reliktných štruktúr pod mikroskopom sme pozorovali *kryštaloklastickú* (psamitovú), skladajúcu sa prevažne z úlomkov výrazne ostrohranných. Úlomky sú zriedka 1 cm, častejšie 0,5–0,3 mm veľké; často sa skladajú z kremeňa, menej z ortoklasu, albit-oligoklasu a albitu; zriedkavý je šachovnícový albit, menšie úlomky pôvodnej horniny kremítých porfýrov. Na miestach, kde je väčšie množstvo úlomkov albitu a ortoklasu, mohlo ísť o tufy kremítých keratofýrov. Množstvo úlomkov v základnej hmote kôliše (hojné Turecká; menej Vlachovská Maša). Úlomky bývajú uzavreté obyčajne jemnozrnnou

popolovitou hmotou, ktorá sa líši hrúbkou zŕn, niekedy i tvarom; podobajú sa svojim zložením horninám výlevného charakteru. Základná hmota je u rôznych tufov alebo tufogénnych hornín rôzne hrubá; v niektorých prípadoch obsahuje grafit, čo poukazuje na to, že ide o tufogénne horniny. U týchto hornín, hoci sa tento vulkanický materiál usadil pod vodou, nedošlo k veľkému triedeniu, teda sedimentácia bola veľmi rýchla.

V. *Vulkanický popol* je zastúpený pomerne málo; najčastejšia je litoklastická *reliktná* štruktúra, zložená z obdobných úlomkov minerálov ako kryštaloklastická štruktúra tufov a tufogénnych hornín (veľkosť zŕn 3—0,1 mm). Ani tieto horniny neboli vo vodnom prostredí vytriedené, čo poukazuje na veľmi rýchlu sedimentáciu počas erupcie. Veľmi jemné polohy majú *vitroklastickú* štruktúru, ktorej synonymom je *popolovitá* štruktúra. Materiál je tvorený len zo základnej hmoty efuzívnych hornín, opisovaných v gelnickej sérii.

2. *Tufity* a sedimenty obsahujúce vulkanický materiál vyskytujú sa v nami skúmaných pyroklastických sedimentárnych telesách v ich stredných a hlavne vrchných častiach, kde po skončení vulkanickej činnosti bol vulkanický materiál prenesený a vytriedený a zmiešaný sa so sedimentami (vrt G-36, Nižná Slaná — Gampel; V od Tešnářky, Turecká; S od Vyšnej Slanej). Miestami boli vyvrhnuté pyroklastiká veľkosti lapíl až bômb do vodou už vytriedeného materiálu (S od Vlachova).

Podľa veľkosti rozlišujeme:

VI. a VII. *bomby a bombičky* tmelené tufitovou hmotou, ktoré zatiaľ nikto z gelnickej série nepopisoval.

VIII. *Lapily stmelené tufitmi* vyskytujú sa vo vrchnejších častiach vlachovských vrstiev, hlavne v strednej časti flyšového rytmu, kde spodná časť niektorých rytmov (prvý element rytmu) je zložená z tufogénneho materiálu (50—90 %), vulkanického materiálu a stredná z tufitov, ktoré sú jemnejšie (druhý element rytmu). Vrchná časť rytmov je zložená z tmavých bridlíc, ktoré predstavujú sedimenty s prímiesou vulkanického materiálu.

IX. Pomerne často vystupujú *tufity* s textúrnymi znakmi v trojakej forme (v Spišsko-gemerskom rudohorí):

*Prvý typ* predstavujú *tufity diastroficky delené* (pozri predošlú staf), ale bez väčších pyroklastických súčastí voľne padajúcich do plynulej diastrofickej sedimentácie. U tohto typu sú rytmy zložené z vysokého podielu vulkanického materiálu; sú však aj rytmy, v ktorých je vulkanického materiálu pomerne málo. V niektorých prípadoch tvorí ostrohranný vulkanický materiál spodnú časť (keď je detritický materiál jemnejší ako vulkanický); iba v zriedkavých prípadoch vrchnú časť (charakter jemnozrnných tufitov). Detritický, transportom ováňaný materiál je hrubší ako vulkanický a tvorí v takom prípade spodnú časť rytmov (znaky diastrofizmu spomína K u t h a n 1950; I l a v s k ý 1953; J. K a m e n i c k ý 1954; M á š k a 1956 a i.).

*Pri druhom type* je vulkanický materiál zmiešaný s detritickým v pravom slova zmysle (ako sme pozorovali v druhej časti elementu rytmu); nejde tu však o diastrofické členenie. Vulkanický materiál je tu ostrohranný a skladá sa z kremeňov, albitov, albitoligoklasov, ortoklasov; klastický materiál je zložený z ováňaných kremeňov. V základnej hmote prevládajú najčastejšie pelitické horniny nad vulkanickými popolmi.

V *tretom type* sa striedajú *drobné vrstvičky tufu a tufogénneho materiálu s tufitovou alebo sedimentárnou vložkou* v pomere asi 1:1 (vrstvičky sú 0,5—2 cm hrubé a od seba dosť ostro oddelené). Takéto prípady vyskytujú sa najmä vo vrchných častiach zložitých flyšových rytmov (južné svahy Lužice; podobný zjav opisuje M á š k a 1959). Tieto horniny pripomínajú nám už sedimentárne štruktúry.

X. *Jemnozrnné tufity* vyskytujú sa v obdobných podmienkach a majú podobné textúrne znaky, ako sme popísali pri tufitových horninách. Ich štruktúry sú tiež podobné, len jemnejšie ako u vulkanického popola.

Z vrtovej gelnickej série M á š k a (1959) opisuje porfyrítové tufy i tufity, ktoré sú zelenšie. V mikroskope okrem už spomínaných minerálov vystupuje ešte chlorit, ktorý sfarbuje horninu do zelena. V danom prípade môže ísť o tufity, t. j. horniny s jemnou sedimentárnou prímiesou metamorfne zmenenou na chlorit.

XI. V *sedimentoch obsahujúcich vulkanický materiál* pozorujeme zhruba kremeň, na ktorom sú ešte znaky korózie alebo zrnká albitov, teda materiálu, ktorý poukazuje na čiastočný vulkanický pôvod.

### b) *Pyroklastiká bázických efuzívnych hornín*

vystupujú v gelnickej sérii sporadicky. Ide pravdepodobne o horniny diabázového charakteru, o tufy až tufogénne horniny, v ktorých okrem drobných úlomkov plagioklasov (albitu) tmel je zložený z chloritu a sericitu.

### C. *Metamorfované efuzívne horniny v gelnickej sérii*

Ako sme už spomenuli, gelnická séria bola od svojho vzniku viac razy metamorfovaná a zvrásnená, čo malo značný vplyv na zmenu pôvodných efuzívnych hornín. Pri jednotlivých horotvorných pochodoch (kaledónsky, hercýnsky, alpínsky) sa obyčajne pôvodné štruktúry vyvrelých hornín, tufov-tufoidov i tufitov, značne porušili, niekedy až natoľko, že dnes len na základe určitých znakov môžeme predpokladať o akú pôvodnú horninu išlo.

Všeobecne sa v Spišsko-gemerskom rudohorí zaviedol pre metamorfované horniny kyslého charakteru názov *porfyróid*, ktorý zahŕňa metamorfované výlevné i pyroklastické členy [pre bázickejšie členy zavádza M á š k a (1959) názov *porfyrítoid*]. Vzhľadom na metamorfný charakter efuzívnych hornín ponímali sa kyslé horniny raz ako intruzívne, inokedy ako efuzívne výlevné horniny alebo ich tufy (pozri literatúru).

Intenzita vrásnenia a metamorfózy gelnickej série je slabá, hoci sa odohrala viackrát; v nami študovanom území vyskytujú sa i efuzívne horniny, ktoré skoro vôbec neboli postihnuté metamorfózou (zachované reliktné štruktúry), i horniny silne epizonálne metamorfované za súčasného stresu, ktorý úplne zmenil pôvodné štruktúry hornín. Nerovnomernosť metamorfnej zmeny efuzívnych hornín závisí od mnohých faktorov, z ktorých pre vulkanity najdôležitejšie sú: petrografické zloženie telesa a jeho mechanická odolnosť proti metamorfóze, jeho rozloženie v priestore, spôsob vrásnenia, intenzita tlaku na teleso a smer pôsobenia tlaku, stresu.

Na telesách efuzívneho charakteru sa najmarkantnejšie prejavila hercýnska regionálna metamorfóza, kým metamorfné prvky kaledónskeho vrásnenia boli v nami študovaných horninách úplne zotreté.

Bez ohľadu na geologické postavenie týchto telies vytvorila sa regionálna brid-

ličnatosť smeru V—Z s úklonom k J. Mladšia regionálna metamorfóza alpská omladila staršie zbridličnatenie, prípadne vytvorila nové bridličnatosti tiež smeru V—Z s úklonom k J. Jej intenzita bola však v porovnaní s hercýnskym vrásnením oveľa slabšia.

I pri zvážení všetkých faktorov môžeme konštatovať, že tufy a tufogénne horniny i tufity sú silnejšie postihnuté epizonálnym vrásnením. Výlevné ekvivalenty lepšie odolávali metamorfóze (J. Kamenický 1953, 1956; M. Kuthan 1950; C. Varček 1959; M. Máška 1956 a i.).

### 1. *Metamorfóza výlevných ekvivalentov*

Ako sme už spomenuli, výlevné ekvivalenty boli odolnejšie voči tlakom, a preto sa i lepšie zachovali; sú masívnejšie, zriedka s naznačenou bridličnatosťou, viacej rozpukané vo smere bridličnatosti, len v okrajových partiách sú silnejšie zbridličnatené. Priamy kontakt s okolnými horninami sme nepozorovali. Pod mikroskopom je základná hmota niekedy usmernená; na tých miestach pozorovať naznačenú lepidoblastickú štruktúru základnej hmoty. Pre výlevné horniny, ktoré sú len slabo zbridličnatené, navrhujeme označenie *stlačené kremité porfýry* (obdobný termín používa J. Kamenický 1953—1956 i pre keratofýry a pod.). U výrastlíc týchto hornín kremeň undulózne zháša a je často nepravidelne popukavý (katakláza). Tento zjav pozorovať niekedy i u živcov, najmä na albitoch. Lišty biotitu (ak je prítomný) sú niekedy slabo ohnuté. Podobné deštrukčné úkazy sú i na stlačených diabázoch.

Ak došlo k väčšiemu stlačeniu vyššie spomínaných kyslých hornín, mení sa pôvodná štruktúra na *blastoporfyrickú* (vznikla z výrastlíc ešte nedostatočne zničených kryštalizáciou) s mikrogranoblastickou alebo mikrolepidoblastickou základnou hmotou. Pre tieto horniny je najvhodnejší termín *porfyroid*, keďže horninu nemožno už presne identifikovať, a pre bázičkejšie horniny *porfyrítoid* (Máška 1956). Takéto horniny sa vyskytovali len na okraji telies, kde pôvodné kontakty boli už metamorfózou zotreté. Pre bázičké horniny by bol vhodný termín *meta-diabáz*.

### 2. *Pyroklastické horniny*

Počas opakovaných horotvorných a metamorfných pochodov z efuzívnych hornín boli najviac postihnuté pyroklastické. Podľa textúrnych znakov môžeme ich rozdeliť na štyri skupiny:

a) *tufoporfyrity* (J. Kamenický 1953, 1954, 1956) alebo tufoidy (Máška 1956), ktoré sa vytvorili epimetamorfózou z pôvodne usadených tufov — tufogénnych hornín, príp. lapil bombičiek alebo z bômb pretiahnutých v smere bridličnatosti, ktorých základná hmota je zložená z rôzne veľkých úlomkov tufových — tufogénnych hornín;

b) *tufitoporfyroidy* alebo *tufitoidy* (Mášk a 1956; klastoporfyroidy — J. Kamenický 1953, 1954, 1956), ktoré vznikli z pôvodne usadených tufitov, ďalej lapil bombičiek, prípadne až bômb, ktorých základná hmota je z rôznych veľkých úlomkov tufitových hornín;

c) *tufofylity* (sericiticko-kremité) vzniklé epimetamorfózou z vulkanického popola;

d) *sericiticko-kremitý fylit*.

Pri horninách bázejšieho charakteru môže ísť o:

a) *tufoporfyritoidy*; b) *tufitoporfyritoidy*; c) *chloritické tufofylity*; d) *chloritické tufitofylity*.

Mikroskopickým štúdiom metamorfovaných hornín podarilo sa nám rozlíšiť viacero rozličných štruktúr, na základe ktorých môžeme produkty epimetamorfovaných pochodov rozdeliť na 3 stupne — podzóny.

Pri prvom stupni horniny majú pôvodnú štruktúru zachovanú. Výrastlice kremeňa majú undulózne zhášanie, bázejšie plagioklasy podliehajú sericitizácii, ortoklas je menej sericitizovaný, biotit vybielený. Živce základnej hmoty sa postupne menia na sericit a na niektorých miestach sa v hornine vytvára mikrolepidoblastická štruktúra.

Druhý stupeň je charakterizovaný u tufoporfyroidov i tufitoporfyroidov (i u bázejších) zmenou pôvodnej štruktúry na blastokryštaloklastickú (najmä metamorfózou vulkanických pieskov) alebo blastolitoklastickú (u vulkanických popolov a jemnejších tufitov, prípadne ako tmeliaca súčiastka hrubozrnnejších pyroklastík). Termín blastoporfyrická štruktúra je vhodný len pre epimetamorfované výlevné horniny; termín porfyroblastická nie je vôbec vhodný, lebo väčšie úlomky kremeňa i živcov nepredstavujú výrastlice vzniklé počas metamorfózy, ale sú reliktnými zvyškami pyroklastických hornín.

Väčšie úlomky kremeňa sú silne undulózne, často rozpukané; pukliny sú vyplnené druhotne mikrogranoblastickou tmeliacou hmotou a môžeme pozorovať i slabé drvenie okrajových partií kremeňa. Ortoklas a bázejšie plagioklas je silne sericitizovaný a usmernený. Albit a šachovnicový albit sú podrvené, pozdĺž štiepných pukliniek sa vytvára sericit. Tmeliaca hmota je miestami mikrogranoblastická až mikrolepidogranoblastická. U tohto stupňa metamorfózy pozorujeme, že v okolí väčších úlomkov sa vytvárajú obruby — aureoly (Ivanov 1953), zložené zo sericitu, sericitu a kremeňa, prípadne kremeňa. Tieto obruby sú usporiadané v menej usmernených horninách koncentricky, vo viac zbridlíčených horninách sú usporiadané z dvoch strán rovnobežne s bridličnatosťou.

Pri treťom stupni nastáva prekryštalizovanie pôvodných štruktúr; vznikajú tak štruktúry granoblastické i mikrogranoblastické, u jemnozrných štruktúr lepidoblastické až mikrolepidoblastické. Väčšie úlomky kremeňa sú rozdrtené a vytiahnuté do tvaru šošoviek. Pôvodné zrná kremeňa sú rozbité na drobné úlomky, ktoré tvoria maltovitú štruktúru. Živce sú zriedkavo zachované a vystupujú v podobnej

forme. Základná hmota je zložená zo sericitu a kremeňa. Sericity nadobúdajú charakter drobného muskovitu a štruktúra tmeliacich súčiastok je výlučne lepidoblastická a mikrolepidoblastická, t. j. celkom prekryštalizovaná.

Medzi týmito tromi stupňami — podzónami sú pozvoľné prechody; tri základné typy sme vytvorili preto, že horniny prvého, prípadne druhého typu vyskytujú sa hlavne pri Vlachovskej Maši; v okolí Tureckej sú to hlavne horniny druhého typu a v okolí Kobeliarova a Nižnej Slanej druhého i tretieho stupňa epizonálnej metamorfózy.

### Minerálne zloženie porfyroidov

**O r t o k l a s** vytvára jednoduché individuá ojedinele zdvojitnené podľa karlovarského zákona. Pod mikroskopom je žltobiely a prevažne allotriomorfné obmedzený. V živci sú štiepne trhliny podľa 001, 010, ktoré sa pretínajú pod pravým uhlom. Výrastlice ortoklasu po štiepných trhlinách sú veľmi často zatlačované sericitom, ojedinele albitom. Stupeň premeny ortoklasu závisí od celkovej intenzity metamorfózy; u silnejšie metamorfovaných hornín sú živcové výrastlice zmenené na sericit (úplne podľahli sericitizácii); na prvý pohľad sa zdá, že splynuli so základnou hmotou. Draselný živec často vystupuje i v základnej hmote, kde vytvára drobné zrnká; jeho prítomnosť v tomto prípade sa ťažko identifikuje.

**P l a g i o k l a s y**. Najrozšírenejším plagioklasom vo vulkanogénnych horninách gelnickej série je albit, až albit-oligoklas, ojedinele sa vyskytujú aj bázickejšie plagioklasy. Albitické lemovanie je bežné podľa symetrickej zóny. Od ortoklasu sa líši tým, že vytvára úzke lamelárne zrasty podľa albitového zákona. Pomerne častý je aj šachovnicový albit (ktorý niektorí autori považujú za zjav autometamorfný). Najčastejšie sú výrastlice allotriomorfné a idiomorfné zrná. Albitové výrastlice sú zväčša u hornín slabo zbridičnatých (veľkosť výrastlíc kolíše od mikroskopicky sotva pozorovateľných do 2 cm), ktoré bývajú veľmi zriedkavé (vrt G-10/2). Albity majú všeobecne nepravidelné, menej hypidiomorfné obmedzenie. Živce (ortoklas, albit, albitoligoklas) sú sericitizované, čo závisí od intenzity metamorfózy a zbridičnatenia. Horniny silne zbridičnaté živce neobsahujú, lebo podľahli úplnej sericitizácii a splynuli so základnou hmotou.

**K r e m e ň** sa vyskytuje v kyslých horninách efuzívneho charakteru najčastejšie a vytvára zväčša allotriomorfné zrná, ale i pekne vykryštalizované idiomorfné zrná, na ktorých sú typické znaky magmatickej korózie s hojnými chobotmi, kanálmi až magmatickými uzavreninami; v zálivoch a v uzavreninách sú ojedinelé výrastlice ortoklasu, albitu a biotitu. Zálivy a uzavreniny bývajú vyplnené jemnozrnnou základnou hmotou mikrofelzitickej štruktúry. Kremene majú pôvodný tvar dihexaedru, mikroskopicky ich pozorujeme ako číročné jedince. Výrastlice bývajú rôznej veľkosti, najčastejšie 1 až 2 mm, ojedinele až 2—3 cm veľké (Turecká). Kremeň sa zúčastňuje hlavne na tvorbe základnej hmoty v drobných zrnkách. V mnohých prípadoch vedľa kremeňov tektonicky nepostihnutých vyskytujú sa

kremene intenzívne stlačené, načo usudzujeme z undulózneho zhášania kataklázy až silného rozdrvenia jednotlivých kremenných zrn. Okrem toho niektoré zrná sú vytiahnuté do šošovkovitého tvaru vo smere bridličnatosti; časté sú kremenné zhluky s dlaždicovitou štruktúrou, ktoré tvoria nepravidelné žilky a predpokladáme, že sú hydrotermálneho pôvodu. V takom prípade kremeň zatláča základnú hmotu.

Podobne ako kremene i živce (albit), veľmi zriedka ortoklas a kalcit, zúčastňujú sa na tvorbe tzv. *ovoidov*. Stred vytvárajú spravidla allotriomorfne obmedzené zrná, na ktoré nasadajú drobne lamelované tabuľky albitov. Na základe štúdia minerálnej výplne žíl z okolia Rožňavy dospel V a r č e k (1956) k názoru, že albit sa vyskytuje len na žilách, ktoré ležia v porfyroidoch, alebo v ich tesnom susedstve a predpokladá, že albit vznikol tam, kde sa rudonosné roztoky pri styku s porfyroidmi obohatili o väčšie množstvo Na.

Biotit v nami skúmaných efuzívnych horninách v prevažnej väčšine chýbal (alebo bol vybielený; vrty G-20, G-21, G-22); keď sa zachoval, vytváral výrastlice alebo drobné šupinky. Zvyčajne býva biotit silne vybielený a hlavne zmenený na chlorit-pennin, allotriomorfne obmedzený, so zreteľným pleochroizmom. Ojedinele sa nájde vo vybielenom biotite rutil, sagenit, z druhotných minerálov hematit, limonit a leukoxén. Na biotite sú rôzne formy vybielenia. Spravidla to začína tým, že na štiepných plochách sa začínajú vylučovať Fe minerály. Biotit má vysoké interferenčné farby a zachováva si pôvodný pleochroizmus. Tam, kde bol biotit zmenený na chlorit, usudzujeme na jeho existenciu z kryštálikov rutilu, zirkónu a sagenitu.

Rutil sa vyskytuje v typických kolienkovitých zrastoch; je žltohnedý s nápadne vysokým reliéfom, obvykle na miestach vybielených biotitom. Z akcesórií je dosť bežný apatit, ktorý sa vyskytuje v stĺpkoch v základnej hmote s typickými pleochroickými dvorkami.

Zirkón možno poznať podľa toho, že má krátke prizmatické kryštáliky a zrná, vysoký pozitívny reliéf a vysoké interferenčné farby. Okrem toho má charakteristické pleochroické dvorky (pomerne široké).

Základná hmota sa skladá z drobných zrn kremeňa a lištičiek sericitu o nepatrných rozmeroch; na niektorých miestach sú aj drobné zrná živcov. U porfyroidov, ktoré sú zbridličnatené, základná hmota je usporiadaná a doslovne obtaká výrastlice.

Z druhotných minerálov chlorit vystupuje v nami skúmaných horninách dosť podradne a vzniká premenou biotitu. Takýto chlorit lemuje výrastlice biotitu, vytvára nepravidelne obmedzené lupienky a má slabý pleochroizmus (Fe pennin). Okrem chloritov, ktoré vznikajú z biotitu, vyskytujú sa pravdepodobne chlority vzniklé pri regionálnej metamorfóze.

Ďalším hojným minerálom v kremitých porfýroch a ich tufoch, prípadne tufitoch je sericit. Vyskytuje sa ako jemne lupienkovitý minerál v rôznych zhu-



koch základnej hmoty i v drobných stĺpikoch v rozkladajúcich sa živcoch. V niektorých prípadoch sú šupinky sericitu veľké a pripomínajú muskovit; sú usporiadané súbežne s bridličnatosťou. V horninách menej metamorfovaných sú usporiadané nepravidelne, prípadne koncentricky okolo výrastlíc. Sericit býva niekedy od prímiesí Fe sfarbený do hnedá. Z opakných minerálov môžeme pozorovať magnetit, ktorý vystupuje v podobe zrn čiernej, v odrazenom svetle tmavošedej farby s olovenokovovým leskom.

Pyrit sa vyskytuje dosť hojne; najobvyklejšie má pravidelné obmedzenie kocky a v horninách vytvára drobné zrnká 0,1 až 0,5 mm veľké; dosť často sa mení na limonit. Časté sú i hrdzavohnedé pružky limonitu. Pyrit je v odrazenom svetle mosadznožltý.

Pomerne častým minerálom je turmalín, ktorý vytvára stĺpikovité kryštáliky s pleochroizmom od svetlohnedej do tmavozelenej. Obmedzenie stĺpikov je idiomorfne. Zakončenie kryštálov býva nepravidelné. Turmalín dosť často vytvára zoskupenia (zhluky) a nachádzame ho v drobných kremeňoživcových žilkách i na plochách odlučnosti. V ojedinelých prípadoch sú ihličky turmalínu tektonicky narušené, prípadne posunuté a rozlomené na viac menších jedincov. (Turmalín sa vyskytuje pomerne hojnejšie v tmavošedých porfyroidoch.) Z ďalších rudných minerálov sú hojné romboedry (klence) sideritu, ktoré sa najčastejšie vylučujú a metasomaticky zatláčajú živce i základnú hmotu. Obmedzenie majú idiomorfne.

O miarolitickej štruktúre môžeme hovoriť len pri intruzívnych horninách, kým pri efuzívnych horninách môže ísť o mandle alebo amigduly. U porfyroidov prichádza okrem toho do úvahy i možnosť kryštalizácie týchto útvarov alebo kryštalizácia albitu pod vplyvom neskorších hydrotermálnych procesov.

Kuthan (1950) ich považoval za reliktné mandľovcové štruktúry, J. Kamenický (1954) ich zahrňuje k albitizačným pochodom. Fusán — Kamenický — Kuthan (1953) považujú miaroly vyplnené kemitou substanciou za dôkaz o efuzívnom type porfýrov.

Na miestach rozložených živcov sa vyskytujú aj minerály epidotzoizitovej skupiny.

#### D. Hydrotermálne zmeny

Ďalšie zmeny, ktoré sme mohli pozorovať u efuzívnych hornín všeobecne označovaných ako *porfyroidy*, boli zapríčinené hydrotermálnymi pochodmi a vyskytovali sa pomerne často v rajónoch okolo rudných žíl, ale i na miestach, kde sú žily len ojedinele, alebo vôbec nie sú. V takom prípade porfyroidy boli dosť intenzívne zbridličené a epizonálne metamorfované. Hydrotermálne zmeny zapríčinili odnos niektorých látok z efuzívnych (výlevných i pyroklastických) hornín a obohatenie o iné látky.

Pri mikroskopickom pozorovaní podarilo sa nám zistiť takéto hydrotermálne zmeny;

1. pozdĺž plôch bridličnatosti (často i naprieč bridličnatosťou) vznikajú *drobné žilky* (kremeňa, ankeritu, sideritu, kalcitu, chloritu);

2. v základnej hmote tvoria sa *zhluky* nepravidelného tvaru (sericit, turmalín, kremeň, ankerit, siderit);

3. priestory, ktoré predtým zaberali iné minerály, či už ako pôvodné výrastlice u výlevných hornín (najmä ortoklasy a albitoligoklasy), alebo väčšie úlomky minerálov v pyroklastických horninách, sú zaplnené rudnými minerálmi.

Väčšina takýchto zmien, či už je to prekremenenie, sericitizácia, chloritizácia, turmalinizácia, alebo prínos ankeritu, sideritu, kalcitu, odohrala sa postupne ako samostatné oddelené fázy; všetky tieto pochody sú mladšie ako hlavná bridličnatosť.

*Prekremenenie* prebieha hlavne pozdĺž bridličnatosti. V niektorých prípadoch kremeň zatláča základnú sericitickú hmotu usmernenú zhodne s bridličnatosťou a vytvára zhluky, ktoré majú dlaždicovú štruktúru (obdobne ako v žilkách); v niektorých prípadoch zatláča i výrastlice ortoklasu u výlevných ekvivalentov.

*Sericitizácia* je tiež častý zjav. Pod mikroskopom odlišujeme ju od iných sericitov najmä tým, že kým hydrotermálne sericity sú obyčajne v zhlukoch vejárovite, alebo nepravidelne usmernené, staršie sericity vzniklé pri regionálnej metamorfóze sú usmernené v smere bridličnatosti, alebo tvoria s kremeňom „aureoly“ v okolí blastoporfyroidov.

*Turmalinizácia* je tiež častý zjav a prebieha najmä pozdĺž bridličnatosti. Ihličky turmalínu, i keď nie celkom súhlasia s bridličnatosťou, majú generálny priebeh súhlasný a vznikli neskoršie ako sericity vzniklé metamorfózou.

Pomerne častým zjavom je prínos železa vo forme uhličitanov *ankeritu a sideritu*, tvoriacich nepravidelné zhluky, v ktorých sú drobné romboedry uhličitanov. Zhluky vznikli najmä v základnej kremito-sericitickej hmote. Na miestach, kde prenikali roztoky Fe, obohatil sa sericit o železo a nadobudol hnedú farbu. Časté sú i limonitové povlaky, ktoré sú výsledkom už druhotných zmien oxydácie železa. Pomerne časté sú romboedry sideritu alebo ankeritu, ktoré vyplňujú priestory po výrastliciach hlavne u ortoklasu, ktorého pôvodnú hmotu odplavili rudné roztoky ešte pred vykryštalizovaním uhličitanov.

*Chloritizácia* sa vyskytuje v podradnejšom množstve. Sukcesiu minerálov prenesených hydrotermálnymi pochodmi sme neriešili, keďže sa tým zaoberá celý rad geológov-rudárov.

Len v krátkosti sa dotkneme ešte problému albitových žíl, ktoré sa vyskytujú najmä na Rožňavsku. O vzniku týchto žíl bolo vyslovených viac názorov. Najznámejší predpokladá žily alpinotypného charakteru, t. j. také, pri ktorých pukliny sú vyplnené roztokmi bohatými na albitovú zložku, vzniklú pri regionálnej metamorfóze (Z o u b e k 1937) okolných hornín. V a r č e k o v názor (1959), že albitové žily vznikli najmä tým, že rudné roztoky prebiehajúce okolnými horninami sa obohatili o albitovú zložku, ktorú potom postupne nechávali v otvorených

pučlinách, zdá sa nám pravdepodobný; naznačujú to i vyššie opísané textúrne a štruktúrne znaky. Opačný pochod, teda vznik albitov iba v blízkosti žíl, je nepravdepodobný a pri mikroskopickom štúdiu sme sa s takým prípadom nestretli, hoci ho nevyučujeme. O ostatných albitoch odkazujeme na príslušné state petrografického rozboru efuzívnych hornín.

### Použitie petrografického členenia pre stratigrafiu v gelnickej sérii

Ako sme už v stati o geologických pomeroch, vulkanizme a stratigrafii gelnickej série poukázali, všetky práce v gelnickej sérii boli zamerané na to, aby sa vyriešila základná stratigrafia a tektonika.

Na tomto mieste predkladáme návrh na členenie *pačanských vrstiev*, t. j. vulkanogénneho súvrstvia, v ktorom je hlavne sústredený kyslý vulkanizmus gelnickej série.

Ako sme už spomenuli, najvhodnejším pre riešenie tejto otázky je územie južne od Dobšinej hlavne preto, že pačanské vrstvy pri Vlachovskej Maši sa stýkajú s vlachovskými, kým západne od Vyšnej Slanej s betliarskymi vrstvami. Okrem toho po geologickej i petrografickej stránke sa ním zapodieval celý rad geológov (viď prehľad literatúry) a bolo v poslednej dobe podrobne geologicky mapované, rýhované a overené banskými a vrtnými prácami.

Ako podklad pre náš návrh slúžili nám práce, vykonané v blízkom okolí styku pačanských vrstiev s vlachovskými, najmä Woldřicha (1912), Rozložníka (1935), J. Kamenického (1953, 1954, 1956), Mášku (1956—59) a pracovníkov GP, Rožňava, ktoré sa opierali o detailné vyhodnotenie najmä vrtných materiálov. Všetci citovaní autori uvádzajú z územia medzi Stromížom a Smrečinami, Biela Skala, Vlachovská Maša, Baňa Július, Šibenica (k. 627) a Spitzenhügel (731,5) množstvo kyslých i bázických výlevných hornín. Kyslé výlevné horniny sa po petrografickej stránke označovali ako *kremité porfýry*, *kremité keratofýry* a spomínajú sa z Königsbergu západne od Mlyniek, z údolia Malé Rabenzeifen (zo štólne Cilli), zo svahu Ebersberg pri Gugli z Florenseifenského údolia, severne od Friedvaldu a Suchého vrchu, Trenkenbachu, Peckenbergu, Smrečiny, Stromíža a Spitzenhübla. Vo vrtoch Máška (1956 až 1959) zistil J. Chmelík na základe existencie reliktných štruktúr aj kremité porfýry. Podobné kremité porfýry sa našli i na Krásnej Hôrke, západne od Vlachova. Máška (1956) spomína z tejto oblasti i porfýritové tufy.

Aj bázické výlevné horniny a ich tufy sú známe z tohto územia, najmä od Spitzenhügla na Suchom Hrbe, pri Vlachove-Maši na pile, okolo kóty 579 a za Skalou. Ináč sa v celom území vyskytujú najmä telesá pyroklastických hornín, ktoré prevládajú nad sedimentárnymi.

Na území medzi baňou Július, Vyšnou Slanou, Rejdovou, Dobšinou-Hámmor

a Spitzenhüblom vyskytujú sa len kyslé pyroklastické horniny, striedajúce sa so sedimentárnymi horninami; výlevné ekvivalenty, ani horniny bázičkejšieho charakteru sa tam nenašli.

Obidve uvedené územia sú skoro rovnako veľké, no kým vo východnej časti územia je zloženie vulkanických hornín celkom pestré (hojná prítomnosť výlevov, prítomnosť bázičných telies a ich tufov), v západnej časti prevládajú pomerne monotónne pyroklastiká kyslých efuzív.

V tejto oblasti je aj priaznivá geologická stavba (S n o p k o 1960), čo nám umožňuje rozdeliť pačanské vrstvy (t. j. vulkanogénne súvrstvie) na dve odlišné časti na základe odlišných vulkanických prvkov. Sú to:

a) *spodná časť pačanských vrstiev*, charakterizovaná prítomnosťou kyslých výlevných hornín a bázičných výlevných hornín s ich sprievodnými tufmi a tufogénnymi horninami; prevažná časť je zložená z kyslých pyroklastických a sedimentárných hornín;

b) *vrchná časť pačanských vrstiev* je zložená len z kyslých pyroklastických hornín (je možný sporadický výskyt kyslých výlevných hornín zatiaľ nezistený), ktoré sa striedajú s nepatrným množstvom sedimentárných telies.

Je prirodzené, že pri tomto meradle geologického posudzovania oboch súvrství v pačanských vrstvách nemožno určiť nejakú ostrú hranicu, hoci odlišnosť oboch komplexov je zrejme.

Toto naše rozdelenie pačanských vrstiev možno aplikovať i na susedné, nami podrobne študované územia pri Nižnej Slanej a Kobeliarove i na masíve Tureckej (954).

Na južnom svahu Tureckej (954) realizovali pracovníci ÚÚG (M á š k a 1956—59), GP Rožňava (A b ó n y 1958—59; B e ň o 1958—59) a GŽB Rožňava (P a l č á k 1958) v posledných rokoch viaceré hlbinné vrty. My sme mikroskopicky skúmali len vrty ÚÚG. Pri vyhodnocovaní vrtov sa zistilo viac polôh kyslých výlevných ekvivalentov a prevrtali sa i polohy bázičkejších tufov (M á š k a 1959). Ide pravdepodobne o ekvivalent spodnej časti pačanských vrstiev; nasvedčuje tomu vrt RBM-3 (M á š k a 1960) a E-14 (GP), ktoré prešli do pelitického fylitového súvrstvia s polohami lydítov, patriacich pravdepodobne už k vlachovským vrstvám.

Rožňavská oblasť sa líši od oblasti Vlachovskej Maše len nepatrne. Kyslé výlevné horniny, ktoré sme pozorovali na Rožňavsku, majú základnú štruktúru mikrogranitickú a väčšie výrastlice kremeňa; z akcesorických minerálov je hojne zastúpený zirkón. V oblasti Vlachovskej Maše majú kyslé výlevné ekvivalenty hlavne mikrofelziticú štruktúru a dosť hojne je zastúpený biotit a šachovnicový albit, menej ovidy. Rozdiely sú i v zložení pyroklastických hornín. U rožňavských výskytov základná hmota obsahuje väčšie množstvo veľkých úlomkov než pri Vlachovskej Maši, ale vo všeobecnosti prevláda základná hmota nad úlomkami. V tufoch a tufogénných horninách vo Vlachovskej Maši je hojne prí-

tomný i vybielený biotit; základná hmota je na Rožňavsku hrubozrnejšia, pri Vlachovskej Maši jemnejšia.

Vrchná časť pačanských vrstiev vystupuje najmä severne od Vyšnej Slanej, pri Nižnej Slanej na Lužici a Zelisku, v záreze cesty Poloma-Henckovce.

Pyroklastické horniny, tufy a tufogénne horniny mávajú menšie úlomky minerálov v základnej hmote, oproti predošlým lokalitám, takže táto je o niečo jemnejšia ako na Tureckej (954).

#### ZÁVER

V závere zhrnieme výsledky zamerané na členenie gelnickej série podľa vulkanických hornín.

1. V práci sme poukázali na odlišnosti vulkanizmu v doteraz známych vrstvách vlachovských, pačanských a betliarskych.

2. Na základe štúdia reliktných, textúrnych a štruktúrnych prvkov u výlevných a pyroklastických hornín bola vypracovaná:

a) petrografická charakteristika nových lokalít výlevných hornín v študovanej oblasti;

b) pyroklastické horniny boli roztriedené podľa veľkosti i podľa percentuálneho zastúpenia vulkanického materiálu v pomere ku sedimentom;

c) bol vypracovaný návrh na označenie epizonálne metamorfovaných efuzívnych hornín pre jednotný postup pri geologickom mapovaní;

d) pri epizonálne-metamorfovaných horninách bolo poukázané na možnosť rozčlenenia na tri epimetamorfné stupne — podzóny na základe štruktúrnych prvkov;

e) a na možnosť využitia petrografického členenia efuzívnych hornín pre stratigrafiu gelnickej série, najmä vulkanogénneho súvrstvia, označeného ako *pačanské vrstvy* v priaznivej geologickej polohe južne od Dobšinej (S n o p k o 1960) a aplikovanie tohto členenia aj v iných územiach gelnickej série.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Acker V., 1904: Geologische Verhältnisse des Csermonyatales. FK, Budapest. — [2] Andrian F., 1859: Umgebung von Dobschau, SAW Wien. — [3] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. — [4] Andrusov D., 1950: Zpráva o činnosti mineralogicko-geologickej sekcie Slovenskej prírodovedeckej spoločnosti v rokoch 1946—49. Geol. sbor. I. č. 2, 3, 4. — [5] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Zpráva o geologickej stavbe západo-gemerskej oblasti. Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sbor. IV. — [6] Böckh H., 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser (Com. Gömör) Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Aust. XIV, Budapest. — [7] Böhm, 1907: Reambulation zwischen Csetnek und Hanchó, JUGA, Budapest. — [8] Čekalová V., 1953:

Geologické pomery ložiska Sálóvska pri Rožňave. Geol. sbor. IV. — [9] F u s a n O. — K a m e n i c k ý J. — K u t h a n M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. IV. — [10] F u s a n O. — M á š k a M. — Z o u b e k V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geologické práce, Zprávy 2. — [11] F u s a n O. — M á š k a M., 1956: K stratigrafii gottlandu(?) v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 7. — [12] F u s a n O., 1956: Paleozoikum gemerid. X. jubilejný sjazd čs. spol. pre min. a geol. v dňoch 8.—11. IX. 1956 v Košiciach. Kompletný s'azdový sprievodca. — [13] G e s s e l A., 1901: Geologische und Gangenverhältnisse des Dobschinauer Bergbaugesbietes. JUGA, Budapest. — [14] G e s s e l A., 1903: Die geologischen Verhältnisse auf dem Gebiete zwischen Nagy-Vezsveris der Stadt Rozsnyó und Rehenyefalu. JUGA, Budapest. — [15] H a u e r F., 1869: Geologische Übersichte der Österr. Ung. Monarchie. JGRA, Wien. — [16] I l a v s k ý J., 1953: K otázke uhorňanskej série Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sb. III. — [17] I v a n o v M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v sever. časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. sb. IV. — [18] I v a n o v M., 1959: Litológia a petrografia staropaleozoických a karbonských sérí gemerid. Rukopis: Archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] K l i n e c A., 1959: Stavba centrálnej časti gemerid. — [20] K a m e n i c k ý J. — K a n t o r J., 1951: Petrografia hornín Spišsko-gemerského rudohoria. In: Krátky prehľad geologických petrografických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis. Arch. Kat. geol. a pal. Fak. geol. geograf. vied v UK v Bratislave. — [21] K a m e n i c k ý J. (in Andrusov 1950): Zpráva o činnosti miner.-geolog. sekcie Slovenskej prír. spoločnosti v rokoch 1946—1949. Poznámky ku gemeridnému kryštaliniku na liste Gelnica str. 252. — [22] K a m e n i c k ý J., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Rukopis. Arch. GÚDŠ, Bratislava. — [23] K a m e n i c k ý J., 1953: Petrografia vulkanogennej časti porfyroidovej série v Gemeridách. Arch. GÚDŠ, Bratislava. — [24] K a m e n i c k ý J., 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemerid. Geol. práce, Zprávy 1. — [25] K a m e n i c k ý J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. VII. — [26] K a p o l n a — P a u r V., 1903: Aufnahmsbericht vom Sommer des Jahres 1903. JUGA, Budapest. — [27] K e t t n e r R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského Rudohorí mezi Gelnicí a Dobšinou. Sbor. SGUTI, Praha. — [28] K i s s A., 1868: Dobschau in geologischer und mineralogischer Hinsicht. Der Naturfreund Ungarns II. — [29] K i s s F., 1900: Über die Verhältnisse des Rozsnyover Beckens. FK, Budapest. — [30] K o r n e l i u s: Gesteine und Tektonik im Abschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. — [31] K u t h a n M., 1950: Staršie paleozoikum gemerid. Geol. sb. I. — [32] K u t h a n M., 1947—48: (In Andrusov) Zpráva o činnosti mineralogicko-geologickej sekcie Slovenskej prír. spoločnosti v rokoch 1946/9. Geol. Sb. I, č. 2—3—4. — [33] M a h e l M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sb. IV. — [34] M a h e l M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemerid. Geol. sbor. V. — [35] M a h e l M., 1954: Príspevok ku stratigrafii východnej časti gemerid. Geol. sb. V. — [36] M a r s c h a l k o R., 1954: Poznámky ku staršiemu paleozoiku gemerid. Geol. práce, Zprávy 1. — [37] M á š k a M., 1956b: Poznámka k predtercierní metalogenesi Západných Karpat, zvlášť Spišsko-gemerského rudohorí. In: X. jub. sjazd. Čs. spol. pre min. a geol. v dňoch 8.—11. IX. 1956 v Košiciach. Kompl. s'azd. sprievodca; Geol. práce, Zoš. 46. — [38] M á š k a M., 1956c: Některé problémy metalogenese a hledání ložisek v Spišsko-gemerském Rudohorí. Geol. práce, Zprávy 8. — [39] M á š k a M., 1957: Zpráva o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (I. Perm). Zprávy o geol. výz. z. r. 1956. — [40] M á š k a M., 1956: O gelnickej fylit-diabázovej a pipitskej sérii v rámci stavby Spišsko-gemerského Rudohoria. Arch. GÚDŠ, Bratislava. — [41] M a t ě j k a A. a A n d r u s o v D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occid. de la Slovaquie centrale et des rég. avoisinantes. Knihovna Stát. geol. úst. 13A, Praha. — [42] M i š í k M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štitníkom. Geol. sbor. IV. — [43] P a n t ó D., 1940: A Csucsomi ércelőfordulás mikroszkopi és genetikai vizsgá-

lata. Magyar. Und. Ak. Mat. és Természett. Értesítője LIX — Budapest. — [44] Reguly E., 1903: Der Südbhang des Volovec zw. Betlér und Rozsnyó. JUGA, Budapest. — [45] Rozlozsnik P., 1913: Geologische Notizen über Dobschau. JUGA, Budapest. — [46] Rozlozsnik P., 1914: Die montangeologische Aufnahme der Umgebung von Dobšina. JUGA, Budapest. — [47] Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. GH-5, Budapest. — [48] Schafarzík F., 1902: Vorläufige Mitteil. über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in den Kom. Gömör und Szepes. Földtani Közlöny, Budapest. — [49] Schafarzík F., 1906: Daten zur genauer Kenntnis des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Math. und Naturvis. Berichte aus Ungarn. — [50] Snopko L., 1956—1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v okolí N. Slanej. Rukopis. Arch. GÚDŠ, Bratislava. — [51] Stejskal — Vachtl, 1936: Nástin geol. poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Carpatia, Praha. — [52] Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmölnitz und Gölnitz. JGRA XIV., Wien. — [53] Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slov. Krušnohoří. Carpatia, Praha. — [54] Švecov M. S., 1948: Petrografia osadočných porod. 2. vyd., Geogeoizdat. — [55] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpaten, Wien. — [56] Vachtl J., 1938: O karbone mezi Dobšinou a Koterbachy (Slov. rudohoří). Sbor SGU XII, Praha. — [57] Varček C., Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Dizertačná práca, 1959. — [58] Woldřich J., 1912: Montanisticko-geologické studie ve Spišsko-gemerském rudohorí, severně od Dobšíně v Uhrách. Rozpr. II. tř. Čs. akad. XXI, Praha. — [59] Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech sev. od Dobšíně. Rozpr. ČAVU II, Praha. — [60] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku záp. Karpát. Věst. SGU XII, Praha. — [61] Zoubek V., 1956: Hranice gemerid s veporidami in X. jubilejní sjezd v dnech 8.—11. IX. 1956. — [62] Zoubek V., — Snopko L., 1955: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavovčami a Rejdovou. Zprávy o geol. výzkumech 1954. ÚÚG, Praha. — [63] Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů v okolí Krompachů na Slovensku. (list Gelnica—Prešov) Věst. SGU, III/1, Praha.

JAROSLAV CHMELÍK—LAURENC SNOPKO

#### VULKANISMUS DER QUARZPORPHYRE UND DEREN STRATIGRAPHISCHE LAGE IM WESTLICHEN TEIL DER GELNICA-SERIE (ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE)

In den Jahren 1955—1959 wurde eine eingehende geologische Kartierung der Umgebung von Dobšíná und Smolník durchgeführt, wobei sowohl die stratigraphische Gliederung der sog. Gelnicaer Serie (Göllnitzer Serie; am wahrscheinlichsten gehört sie zum Kambrium (?) — Silur (?) nach Fusán — Máška — Zoubek, 1954), als auch ihre tektonischen Probleme studiert waren.

Die Gelnicaer Serie stellt eigentlich eine kaledonische Flyschformation dar, während der sich besonders der saure Vulkanismus stark geltend machte. Es dürfte sich wahrscheinlich um den kaledonischen subsekquenten Vulkanismus handeln (J. Kamenický, 1956).

In der letzteren Zeit beschäftigen sich mit dieser Serie mehrere Arbeiten (z. B.: Fusán — Máška — Zoubek, 1954; Snopko, 1956, 1957; Máška 1956; Klíneck 1958, 1959; Ivanov, 1959 u. a.), wobei die Gelnicaer Serie in drei fundamentale stratigraphische Horizonte untergliedert werden konnte:

1. *die Vlachovo—Schichten* (die in unserem studierten Gebiet am untersten festgestellte Schichtfolge), die überwiegend aus detritischem Material vom Flyschcharakter (Snopko 1957) zusammengesetzt sind;
2. *die Paža—Schichten* — die höher liegende Schichtfolge überwiegend aus dem pyroklastischen Material, besonders aus Tuffen und Tuffiten (Snopko 1957) gebaut;

3. die *Betliar-Schichten* (die höchst liegende Schichtfolge) sind aus feineren pelitischen Gesteinen mit graphitischer Substanz, starken Lyditlagen und kleinrytmischen Kalken gebaut (S n o p k o 1957).

Die vorliegende Arbeit hat sich besonders das Studium des petrographischen Charakters der Effusivgesteine in der Gelnicaer Serie, hauptsächlich jedoch in den Pača-Schichten, zum Ziel gestellt und auf Grund dessen wollen die Autoren eine solche Klassifikation der Gesteine zusammenstellen, die auch bei einer eingehenden geologischen Kartierung verwendbar wäre.

In erster Reihe werden in dieser Arbeit die strukturellen und textuellen Merkmale der Relikte und deren mineralogische Zusammensetzung bei den Ergussgesteinen und deren pyroklastischen Äquivalenten untersucht. Mit dem Chemismus und der räumlichen und zeitlichen Verbreitung werden sich Verfasser demnächst beschäftigen.

Auf Grund des petrographischen Studiums der Struktur und Textur von Effusivgesteinen konnten wir im studierten Gebiet zwei Hauptgruppen von Gesteinen feststellen:

1. *Ergussgesteine mit erhabener ursprünglichen Textur und Struktur, und saure Ergussgesteine*, zu welchen besonders Quarzporphyre mit typischer unregelmässig körniger porphyrischer Struktur gehören. Bei den Mineralien können wir zwei charakteristische Generationen unterscheiden. Die erste Generation ist durch intratellurische Mineralien (Quarz, Orthoklas, Albit, Albit-Oligoklas und Biotit) vertreten, die verschiedene Einsprenglinge bilden. Die Grundmasse hat eine mikrogrenitische Struktur mit hypidiomorphen Feldspatkörnern; der allotriomorphe Quarz füllt nur die Lücken zwischen einzelnen Leisten aus. Die Mineralien der Grundmasse vertreten bereits die zweite Generation. In den Dünnschliffen wurde auch eine mikrofelsitische Grundmasse beobachtet.

Alle Mineralien der ersten Generation halten wir für intratellurische, primär entstandene besonders deshalb, weil wir in manchen Fällen eine magmatische Korrosion beobachteten und bei der Untersuchung der unversehrten Stukturen und Texturen tuffogener und Tuffgesteine wir bereits klastische Bruchstücke aller intratellurischer Mineralien, also auch des Albits und Orthoklases, feststellen konnten. Diese Mineralien wurden bereits im festen Zustande ausgestossen. An Stellen, wo die Gesteine stellenweise bereits metamorphiert waren, konnten wir beobachten, dass dort zu einer Destruktion, Zerbergung und Krümmung der intratellurischen Mineralien kam. Es wurde besonders die Korrosion der intratellurischen Mineralien, hauptsächlich des Quarzes, Orthoklases, Albit-Oligoklases und des Albits durch restliches Magma, beobachtet, wobei Orthoklas durch den schachbrettigen Albit verdrängt wird. Alle diese Erscheinungen wurden bereits durch J. K a m e n i c k ý (1953) beschrieben und unsere Erkenntnisse bestätigen voll seine Angaben.

In den untersuchten Ergussgesteinen von Quarzporphyren begegneten wir auch Höhlungen, die wir als *Ovoiden* bezeichnen. Deren Innenraum ist durch strahlenartig gereichte Mineralien des Albits und Quarzes ausgefüllt. Es handelt sich wahrscheinlich um die Ausfüllungen von mandelförmigen Höhlungen, worauf bereits K u t h a n (1950) hinwies.

Quarzporphyre, die bereits durch J. K a m e n i c k ý (1953, 1954) und W o l d ř i c h (1912) beschrieben wurden, sind besonders an Albit sehr reich, während die basischen Ergussgesteine darin nur sehr selten vorkommen. Bei den Diabasen blieb ihre ophitische Struktur erhalten. Ausgeprägt sind besonders idiomorphe Albit- und Albit-Oligoklas-Leisten. In den Zwischenräumen (fast immer von dreieckiger Form) beobachtet man nun lediglich sekundäre Mineralien: Epidot, Chlorit (Pennin) und Kalcit.

### Pyroklastische Gesteine

a) Zu den verbreitetsten Effusivgesteinen in der Gelnicaer Serie gehören saure pyroklastische Gesteine, die auf Grund ihrer petrographischen Zusammensetzung nach Š v e c o v 's System (1957: *Petrographie der sedimentären Gesteine*), d. h. nach der prozentuellen Vertretung des vulkanischen Materials und der Sedimentgesteine in folgende Gruppen gegliedert werden können:

1. *Tuffe* (mit mehr als 90 % des pyroklastischen Materials);



2. *tuffogene Gesteine* (mit 50–90 % pyroklastischen Materials);
3. *Tuffite* (10–50 % des pyroklastischen Materials);
4. *Sedimentgesteine* mit einer vulkanischen Beimengung bis zu 10 %.

Diese Klassifikation wird durch die Einteilung nach textuellen und strukturellen Merkmalen ergänzt. Danach und nach Dimensionen einzelner Bruchstücke unterscheiden wir in der Gelnicaer Serie:

1. *Bomben* (7–30 cm gross) durch Tuffe und tuffogene Gesteine verkittet; dann Bomben (7–30 cm gross) durch Tuffite verkittet;
2. *Bombchen* (3–7 cm gross) durch Tuffe und tuffogene Gesteine verkittet; Bombchen (3–7 cm gross) durch Tuffite verkittet;
3. *Lappillen* (1–3 cm gross) durch Tuffe und tuffogene Gesteine verkittet; Lappillen durch Tuffite verkittet;
4. *Tuffe* und *tuffogene Gesteine* (Bruchstücke 0,3 bis 1 cm gross); Tuffite (Bruchstücke 0,3–1 cm gross);
5. *vulkanische Asche*, in welcher Pyroklastikum bis zu 0,3 cm gross vorherrscht; feinkörnige Tuffite, in welchen die Überlegenheit der Sedimentgesteine vor pyroklastischem Material (bis zu 0,3 cm grosse Körner) zu verzeichnen ist.

Sowohl bei Tuffiten als auch beim tuffogenen Material kann man eine kristalloblastische (psefische) Struktur feststellen. Es handelt sich meistens um scharfkantige Bruchstücke des Quarzes, Orthoklases, Albit-Oligoklases und des Albits; seltener kommt auch schachbrettartiger Albit und ursprüngliche Bruchstücke von Quarzporphyren vor. Körner von verschiedenen Dimensionen sind gewöhnlich in der feinkörnigen aschenartigen Masse eingeschlossen. Obwohl bei diesen Gesteinen das vulkanische Material sich nicht unter dem Wasser abgesetzt hatte, kam es zu keiner Sortierung der Gesteine; das bedeutet also, dass die Ablagerung sehr rasch verlief.

Bei den Tuffiten und Sedimentgesteinen mit vulkanischer Beimengung ist das detritische Material reicher vertreten als das pyroklastische. Zum Unterschied gegenüber dem pyroklastischen Material sind detritische Quarzkörner durch den Transport abgerundet und beinahe gleich gross (Sortierung des Materials). Die Grundmasse wird aus feinkörnigen Tuffiten oder feinen pelitischen Gesteinen gebaut.

b) *Pyroklastika von basischen Effusivgesteinen* sind in der Gelnicaer Serie nur sporadisch vertreten.

#### Die Epimetamorphose der Effusivgesteine in der Gelnicaer Serie

Im Laufe der gebirgsbildenden Prozesse wurde die Gelnicaer Serie mehrmals von epizonalen Faltungen ergriffen (die kaledonische, herzynische und alpine Faltungsphase), wobei die ursprünglichen Strukturen der Effusivgesteine sehr gestört wurden.

Solche metamorphierte saure Gesteine (sowohl Erguss- als auch pyroklastische Gesteine) werden als *Porphyroid* bezeichnet. Man findet jedoch auch Gebiete, die vor Metamorphose geschützt blieben (erhaltene Reliktenstrukturen), anderswo gibts intensiv epozinal metamorphierte Gesteine mit gleichzeitigem Stress, und in vielen Fällen kann man auch das ursprüngliche Material erkennen. Für solche Gesteine schlagen wir folgende Bezeichnungen vor:

a) bei den sauren Ergussgesteinen: *gepresstes Quarzporphyr* (Quarzkeratophyr) mit blastoporphyrischer Struktur die aus Einsprenglingen entstand, welche durch Stress noch nicht vollkommen vernichtet waren, und mit mikrogranoblastischer oder mikrolepidoblastischer Grundmasse. Bei den basischen Gesteinen wäre die Bezeichnung *Metadiabas* geeignet.

b) Saure pyroklastische Gesteine werden in 4 Gruppen unterteilt je nach dem, aus welchen ursprünglichen Gesteinen sie entstanden:

1. *Tuffoporphyr* oder *Tuffoid* (entstanden aus metamorphierten Tuffen und tuffogenen Gesteinen);

2. *Tuffitoporphyrroid* oder *Tuffitoid* entstanden aus metamorphierten Tuffiten;
3. *Tuffophyllit* (entstanden durch Metamorphose der vulkanischen Asche);
4. *Tuffitophyllit* (entstanden durch Metamorphose der feinkörnigen Tuffite).

In den ungeklärten Fällen kann man auch weiterhin die Bezeichnung *Porphyroid* benutzen.

Nach der Intensität der Metamorphose unterscheiden wir *drei Stufen*:

die *erste* Stufe ist dadurch charakterisiert, dass bei den Gesteinen ihre Struktur *erhalten blieb*; Veränderungen sind nur bei einigen Mineralien und in der Grundmasse zu erkennen.

Die *zweite* Stufe ist durch die *blastoporphyrische* Struktur charakterisiert (entstanden aus der kristalloklastischen psammitischen Struktur), wobei die Grundmasse (mikro) *granoblastisch* oder (mikro) *lepidoblastisch* ist. Mineralien, wie Quarz, Albit, Albit-Oligoklas und Orthoklas werden zermalmt, gekrümmt und geborsten. Um grössere Bruchstücke herum bilden sich *Aureolen* aus Sericit und Quarz.

Auch die *dritte* Stufe wird durch die *blastoporphyrische* Struktur charakterisiert; Quarz wird zermalmt und in Linsen aufgezogen. Feldspat bleibt selten erhalten.

Zwischen diesen drei Grundtypen existieren verschiedene Überganstypen; bei der ersten und zweiten Stufe der Epimetamorphose kann man noch die Grundmasse unterscheiden.

*Geologisches Institut D. Štúr,  
Bratislava*

#### Vysvetlivky k tab. XI—XIV

##### Tab. XI

Obr. 1. Kremítý porfýr (slabo stlačený). Textúra porfýrická. V základnej hmote pozorovať výrastlice kremeňa a živca (ortoklas a plagioklas). Skutočná veľkosť 2 cm vyznačená vpravo dole. Lokalita: 1 km V od Vyšnej Slanej. Foto: Hyben.

Obr. 2. Kremítý porfýr (slabo stlačený). Štruktúra porfýrická. Výrastlice kremeňa (k) ortoklasu (o), základná hmota mikrogranitická. Na kmeni a ortoklase pozorovať zálivy magmatickej korózie. Lokalita: vrt G—10/II Rudná. Zväčš. 16×. Nikoly skrižené. Foto: Vrbovský.

Obr. 3. Kremítý porfýr (slabo stlačený). Štruktúra porfýrická. Výrastlice kremeňa (k), ortoklasu (o), plagioklasu (p), základná hmota mikrofelzitická. Na kmeni a živcoch pozorovať zálivy magmatickej korózie. Lokalita: Vrt G 20 Vlachovo—Maša. Zväčš. 16×. Nikoly skrižené. Foto: Vrbovský.

Obr. 4. Kremítý porfýr. Ovoid v mikrogranitickej základnej hmote. Vzniká ako výplň mandľovcovitej dutiny. Vnútrajšok ovoidu vyplňujú albitové lišty a kremeň, ktoré sú usporiadané od okraja stien smerom ku stredu. Lokalita: Vrt Ho—7 Holica. Zväčš. 16×. Nikoly skrižené. Foto: Vrbovský.

##### Tab. XII

Obr. 1. Kremítý porfýr. Štruktúra porfýrická. Výrastlice kremeňa (k), ortoklasu (o), plagioklasu-albitu (p), základná hmota mikrofelzitická. Intratelurická výrastlica albitu zreteľne korodovaná. Lokalita: Vrt G 20 Vlachovo—Maša. Zväčš. 16×. Nikoly skrižené. Foto: Vrbovský.

Obr. 2. Kremítý porfýr. Štruktúra porfýrická. Výrastlice kremeňa (k), ortoklasu (o), plagioklasu — šachovnicový albit (p), základná hmota mikrofelzitická. Šachovnicový albit zatlačil výrastlicu ortoklasu. Lokalita: Helcmanovce. Zväčš. 14×. Nikoly skrižené. Foto: Vrbovský.

O b r. 3. Metadiabáz. Štruktúra ofitická (reliktná). Výrastlice tvoria lišty plagioklasov (albit) (p), základná hmota (tmavá) je zložená z jemnej chloritickej hmoty. Čierne zrná sú opaktné minerály (titano-magnetit) (t). Druhotné minerály sú kalcit (k) a epidot (e). Lokalita: 1,5 km S od Vlachova. Zväčš. 14×. Nikoly skrížené. Foto: Vrbovský.

O b r. 4. Tuf — tufogénna hornina. (Silne prevláda pyroklastický materiál). Veľkosť úlomkov kremeňa a živcov (ortoklas — plagioklas) kolíše od 0,5—0,3 cm, zriedka 1 cm. Textúra: vulkanický piesok. Skutočná veľkosť 2 cm, vyznačená vpravo hore. Lokalita: Vrt G 23 A Vlachovo—Vyšná Slaná. Foto: Hyben.

#### T a b. XIII

O b r. 1. Tufogénna hornina (vulkanický piesok) (pyroklastický materiál prevláda nad sedimentárnym materiálom). Slabo stlačená (I. stupeň epimetamorfózy), kryštaloklastická štruktúra. Veľkosť úlomkov kremeňa od 0,3 do 0,5 cm. Lokalita: Nižná Slaná — závod. Zväčš. 14×. Nikoly skrížené. Foto: Vrbovský.

O b r. 2. Tufity. (Silne prevláda jemný pelitický sedimentárny materiál nad pyroklastickým materiálom, slabo stlačené). Základná hmota tmavá, sericiticko-chloritická s drobnými úlomkami kremeňa. Väčšie svetlé úlomky korodovaného kremeňa a živcov sú pôvodu pyroklastického. Pozorovať i slabé náznaky vrstvenatosti, t. j. striedanie hrubšieho materiálu s jemnejším. Lokalita: 1 km SZ od Henckoviec. Veľkosť 2 cm vyznačená vpravo dolu. Foto: Hyben.

O b r. 3. Jemnozrnné tufity slabo stlačené. (Prevláda jemný pelitický a sedimentačný materiál nad pyroklastickým materiálom). Štruktúra litoklastická, čiastočne usmernená. Striedanie polôh pelitických (tmavé) s tufitmi. Lokalita: 1 km SV od Henckoviec. Zväčš. 14×. Nikoly skrížené. Foto: Vrbovský.

O b r. 4. Pozvoľný prechod tufitov (ľavá dolná časť) do jemnozrnných tufitov (pravá horná časť) poukazuje na diastrofickú sedimentáciu počas usadzovania sa sedimentačného rytmu. Štruktúra kryštaloklastická (čiastočne usmernená). Prechádza pozvoľne v štruktúru litoklastickú (čiastočne usmernenú). Veľké úlomky sú zložené z kremeňa (k), tmeliace súčiastky sú kremeň, sericit, chlorit. Lokalita: 1 km SZ od Henckoviec. Zväčš. 14×. Nikoly skrížené. Foto: Vrbovský.

#### T a b. XIV

O b r. 1. Tufoportyroidy alebo tufoidy (vzniklé epizonálnou metamorfózou z tufogénnych hornín veľkosti vulkanického piesku). Textúra horniny je bridličnatá. Väčšie vyvalcované svetlé minerály sú kremeň — živec, živce. Svetlá tmeliaca hmota je zložená z kremeňa a sericitu, tmavá, pelitická s grafitickou prímесou sedimentárneho pôvodu. Lokalita: Vrt G 10/II Rudná. Veľkosť 2 cm, vyznačená vpravo hore. Foto: Hyben.

O b r. 2. Tufoportyroid tiež tufoid. Štruktúra blasto-kryštaloklastická, vzniklá epimetamorfózou vulkanického piesku. V strede väčší úlomok kremeňa undulózne zháša. (Úlomok kremeňa nie je výrastlicou, pretože nevznikol počas metamorfózy, ale ostal ako reliktný zvyšok po pôvodných pyroklastických horninách. Z tohto dôvodu termín portyroidická štruktúra nie je vhodný. Termín blastoportyroidická štruktúra je tiež nie vhodným termínom, lebo nie je metamorfovaná výlevná hornina ale pyroklastikum). Tmeliaca hmota kremito-sericitická v okolí kremenného zrna má štruktúru mikroepidogranoblastickú, teda pôvodná štruktúra je prekryštalizovaná. Vytvára sa obruba — aureola z dvoch strán kremeňa rovnobežne s bridličnatosťou. Lokalita: Vrt G 10/II Rudná. Zväčš. 14×. Nikoly skrížené. Foto: Vrbovský.

O b r. 3. Tufofylit (sericiticko-kremitý). Štruktúra blastolitoklastická, vzniklá epimetamorfózou vulkanického popola. Lokalita: Vlachovská Maša. Zväčš. 16×. Nikoly skrížené. Foto: Vrbovský.

Ob r. 4. (Tufo) porfyroid (silne epizonálne metamorfovaná tufogénna hornina). Štruktúra grano-  
blastická až mikrogranoblastická. Väčšie úlomky kremeňa sú rozdrtené a vytiahnuté do tvaru  
čočiek, tvoria maltovitú štruktúru. Tmeliaca hmota je tiež prekryštalizovaná a jej štruktúra je  
lepidoblastická až mikrolepidoblastická. Lokalita: Vrt G 34 Kobeliarovo. Zväčš. 14×. Nikoly  
skřížené. Foto: Vrbovský.

ZDENĚK ROTH, PRAHA

## PALEOGEOGRAFICKÉ RYSY ZÁPADNÍ ČÁSTI ČESKOSLOVENSKÉHO FLYŠOVÉHO PÁSMÁ KARPAT Z HLEDISKA POMĚRU KARPAT A ČESKÉHO MASIVU

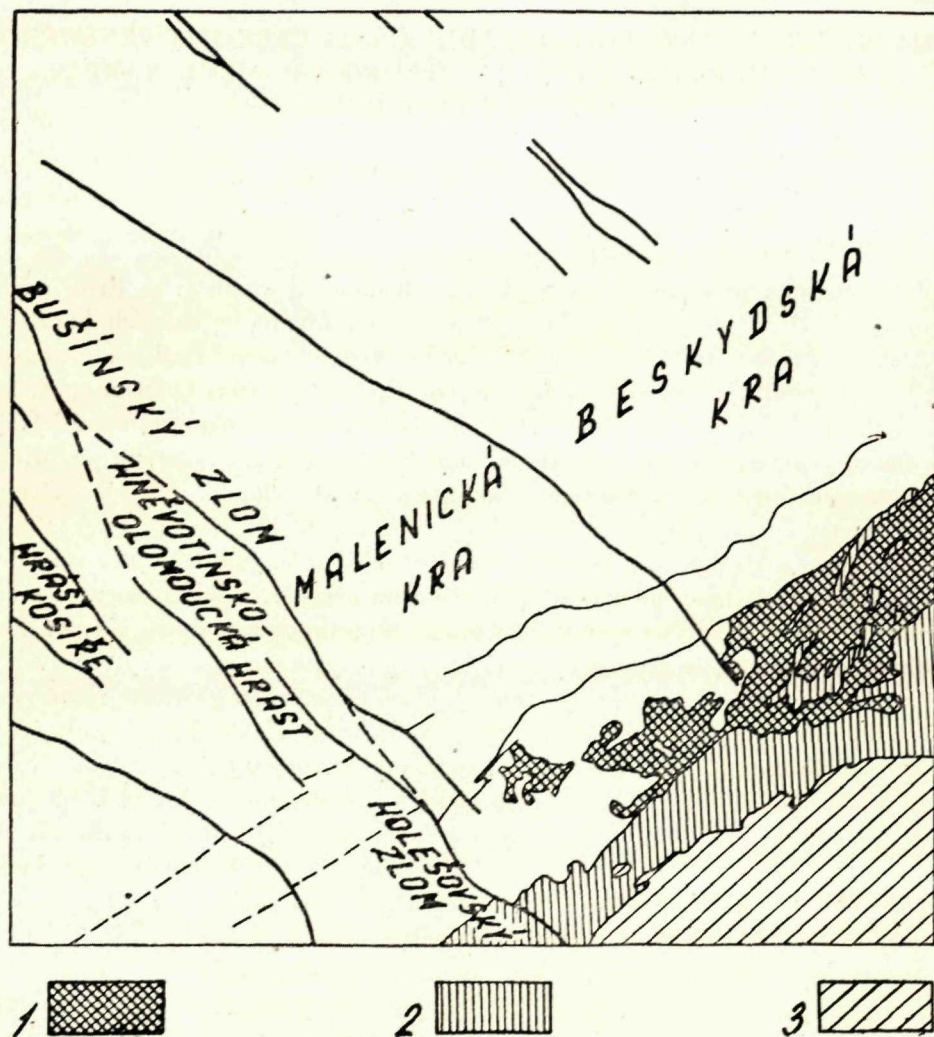
(*Anglické resumé*)

Paleogeografie mezozoika a paleogénu v západních Karpatech se často řešila poněkud odtrženě od paleogeografie těchto skupin útvarů ve starších horských soustavách Evropy, zvláště v Českém masivu. Vedla k tomu rozdílná metodika plynoucí z rozdílů geologické stavby i to, že alpskokarpatskou horskou soustavu oddělují od oblasti starších pohoří většinou široké neogenní deprese, které bývají zkoumány značně nezávisle. Nesnáze takto odloučeného řešení vystupují po novém prozkoumání československého flyšového pásma Karpat. Oblouk flyšového pásma, který vlastně vytváří jednotnost alpskokarpatského systému (Bertrand 1887) vznikl koncem paleogénu a počátkem neogénu. Přesto se jeho tvar jako základní rys bez zásadních změn přenáší často na jurskou a křídovou paleogeografii sedimentační oblasti flyšového pásma a dokonce i centrálních západních Karpat. Zanedbává se okolnost, že geologicky nedávný vznik flyšového pásma vytvořil velmi výrazné rysy, které zcela zatlačily starší rysy sedimentačního prostoru. Nové rysy jsou základem nynějšího výrazného orografického, geomorfologického i geologického protikladu mezi Karpatami i staršími součástmi Evropy v jejich předpolí. Nelze tedy při hledání potlačených rysů mesozoických a paleogenních dospět k cíli pouhou úpravou a zmírněním nových rysů paleogeografie. Je nutné navázat i na stejně staré, dosud zachované mesozoické a paleogenní rysy karpatského předpolí, neboť i oblast alpskokarpatská, dříve než byla postupně anektována mladým orogénem, se vyvíjela v těsné souvislosti s předpolím.

Některé zvykem ustálené základní rysy paleogeografie západních Karpat, především předpoklad obloukového průběhu a primární jednotnosti zevních karpatských pásem od mezozoika do dneška pokládáme proto za konvenci, kterou nutno revidovat. Pozorným rozbořem lze zjistit, že v paleogeografickém vývoji vnějších i centrálních západních Karpat se zřetelně uplatňovaly (a dokonce dosud uplatňují) i rysy Českého masivu, přede-

vším saxonské zlomy sudetského směru silněji, než se připouštělo (viz Roth 1956).

Mimořádně příznivé podmínky pro studium vztahů Karpat k Českému masivu poskytuje severovýchodní Morava, zvláště okolí Hranic (srov. Uhlig 1903). Je to oblast, kde se prakticky bezprostředně stýká staré předpolí Karpat s jejich flyšovým pásmem. Ve vnější skupině flyšového pásma v přilehlém úseku



Ob r. 1. Prvky saxonské a alpské tektoniky na území gen. mapy Olomouc 1 : 600 000. Bíle — Český masiv. Šrafováno — Flyšové pásmo Karpat. 1. jednotka podslezská; 2. jednotka slezská; 3. jednotka magurská. Čarami vyznačeny nejdůležitější zlomy vyznačené saxonskými pohyby.

Karpat pozorujeme vedle toho nápadnou změnu geologického složení projevující se např. jihozápadním ukončením výskytu slezské křída. Směr sunutí Karpat (od jihovýchodu k severozápadu) je v tomto úseku rovnoběžný se směrem saxonských zlomů v Českém masivu. A tu lze pozorovat, že mezi rozdíly karpatských úseků a saxonskou tektonikou Českého masivu, jejíž důležité linie tu do Karpat směřují, je určitý vztah. Poněvadž v těsném sousedství zasahuje daleko pod Karpaty uhlonosný karbon provázený výskytů zemního plynu, byla celá oblast v uplynulých letech znovu intenzivně geologicky a geofyzikálně zkoumána a provrtána, takže vztah Českého masivu a Karpat tu lze studovat prostorově.

### Přehled geologických zjištění

Již pohled na přehlednou geologickou mapu ukazuje, že stratigrafické poměry ve vnější skupině flyšového pásma mezi Dyjí a Olší se od severovýchodu k jihozápadu značně mění. Na severovýchodě převládá křída, na jihozápadě paleogén. K této změně geologického složení dochází při souvislém průběhu všech hlavních karpatských jednotek náhle v okolí Hranic a Kelče nedaleko Valašského Meziříčí, v JV pokračování významného zlomového pásma jdoucího z Českého masivu severně od Šternberka přes Potštát k Hranicím. Toto zlomové pásmo pokračuje k jihovýchodu pod Karpatami, neboť kolébaté pohyby obou ker Českého masivu tímto pásmem oddělovaných lze sledovat jako flexurovitou deformaci na ně přesunutých Karpat. Projevuje se náhlým jihozápadním ukončením výskytu svrchní křída v podslezské jednotce a podstatným omezením křída ve slezské jednotce, významným růstem rozsahu menilitových vrstev a objevením se krosněnských vrstev v podslezské sérii na jihozápadu. Flexurovitou deformaci Karpat naznačuje i průběh vnějšího okraje slezské jednotky, rozsah denudačních zbytků štěrků (asi pliocenních) na vyšších plošinách pahorkatiny vnější skupiny flyšového pásma jihovýchodně a východně od Přerova, brachysynklinální ukončování pásem zlínských vrstev v magurské jednotce severozápadně od Vsetína, náhlé rozšiřování slezské a podslezské série severovýchodně od pokračování zlomového pásma a jihozápadně od něho velký rozsah výchozů paleozoika v horské skupině Maleníku. To vše ukazuje stejně jako okolnost, že totéž zlomové pásmo se projevuje morfologicky i v Českém masivu jako hranice mezi západními a východními plošinami Nížkého Jeseníku (srov. D e m e k 1959), že kolébaté pohyby ker Českého masivu, které jím jsou oddělovány se opakovaly do nedávna. Tím je flyšové pásmo rozděleno na úsek severovýchodní a na úsek jihozápadní.

Rozdílnost obou úseků vnější skupiny flyšového pásma, které spolu hraničí v jihovýchodním pokračování zlomového pásma Potštát—Hranice, bychom mohli v prvním přiblížení vyložit kolébáním ker Českého masivu, na něž jsou tu Karpaty přesunuty. Avšak při plynulém flexurním přechodu slezské a podslezské jednotky přes jihovýchodní pokračování uvedeného zlomového pásma neomezují se rozdíly

obou úseků Karpat příslušných k oběma krám Českého masivu jen na mizení členů starších a nástup nejmladších členů karpatských sérií. Pozorujeme i nápadné faciální rozdíly ve vrstvách slezské a podslezské jednotky, pokud jsou oběma úsekům společné a spočívají na různých kře Českého masivu, případně i nápadné změny mocnosti některých souvrství v blízkosti hranice ker. Některé faciální rozdíly obou úseků zahrnují slezskou i podslezskou sérii. Je to především rozsáhlé zastoupení facie černošedých jílovců bohaté sirníky a přítomnost slepenců a pískovců v nejvyšší křídě až paleocénu obou jednotek v severovýchodním úseku (istebňanské vrstvy slezské série a pískovcová facie a facie černošedých jílovců třineckých vrstev v podslezské sérii) ačkoli v úseku jihozápadním tyto facie zastoupeny nejsou. Přitom ve stejně starých vrstvách podslezské série můžeme pozorovat rychlý, ale plynulý přechod mezi oběma úseky. V krosněnských vrstvách slezské série se při plynulém přechodu a odkrytí objevují v jihozápadním úseku silné polohy měkkého vápnitého pískovce až písku, jaké jsou v tomto úseku i v krosněnských vrstvách podslezské série a jsou jedním z hlavních znaků ždánické facie krosněnských vrstev. Bez podobné přímé souvislosti výchozů, tím ovšem kontrastněji pozorujeme rozdílnost facií obou úseků i ve svrchní křídě slezské série. Kdežto v severovýchodním úseku je svrchní křída slezská zastoupena hlavně nevápnitými vrstvami istebňanskými bohatými pískovcem, v úseku jihozápadním ji ve značném rozsahu zastupují šedé vápnité jílovce.

Vše nás vede tedy k tomu, abychom rozdílnost obou úseků Karpat, z nichž každý je spojen s velkou krou Českého masivu, zkoumali ne jako rozdílnost vzniklou jen po karpatském vrásnění kolébavými pohyby podkladu, nýbrž jako *projev změn, k nimž docházelo už při vývoji sedimentačního prostoru.*

Veliké rozdíly mezi oběma úseky, které považujeme za primární (viz Roth 1956) jsou již ve stratigrafickém rozsahu slezské i podslezské série. Tak v severovýchodním úseku má velké rozšíření nejstarší souvrství podslezské série v Československu, kampánsko-maastrichtské frýdecké vrstvy, kdežto v jihozápadním úseku toto souvrství chybí. V jihozápadním úseku podslezské série jsou naopak mohutně zastoupeny krosněnské a menilitové vrstvy. V severovýchodním úseku jsou menilitové vrstvy zastoupeny jen rudimentárně a krosněnské vrstvy podslezské chybějí. Rozbor faciálního vývoje ukazuje, že ve vyšším maastrichtu začalo v severovýchodním úseku plynulé zmlčování (končící vynořením v době ukládání menilitových vrstev), zatím co v jihozápadním úseku pozorujeme současný pokles přerušeny alpinskými horotvornými pohyby (Roth 1960). Stejný současný vývoj naznačují i změny facie ve stejných úsecích série slezské. Poněvadž zjištěný smysl faciálních změn vede přímo k nynějšímu stavu souvrství podslezské série v obou úsecích, pokládáme i tento stav v podstatě za primární. Nестejnost obou úseků slezské série je zdůrazňována přítomností mohutné spodní křídly v severovýchodním úseku. Náhlé zmenšování mocnosti lhoteckých a godulských vrstev směrem k západu a k jihozápadu u Valašského Meziříčí (srov. Matějka 1949) naznačuje, že



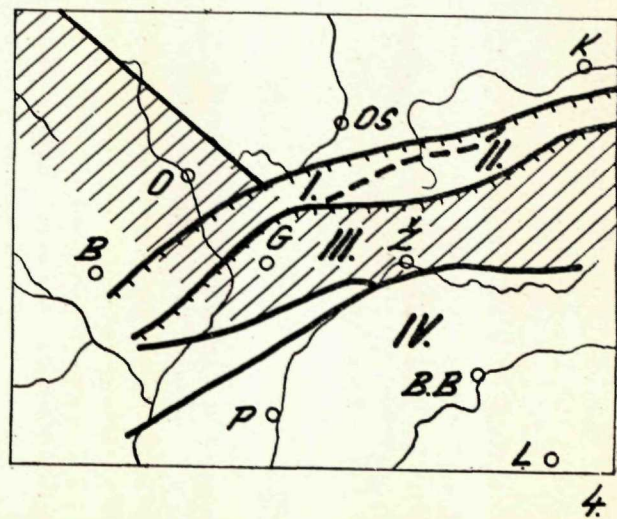
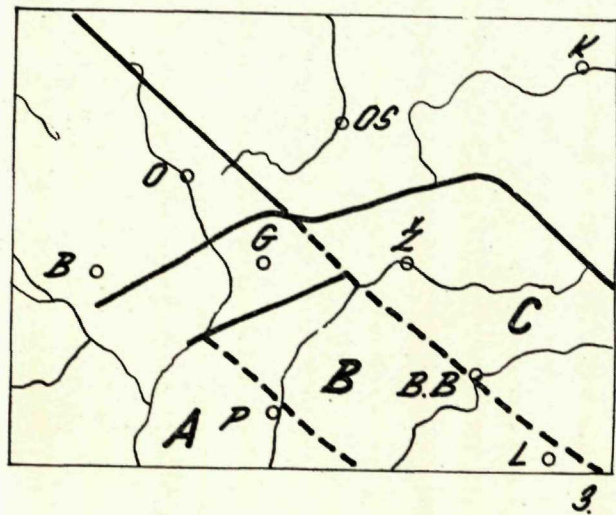
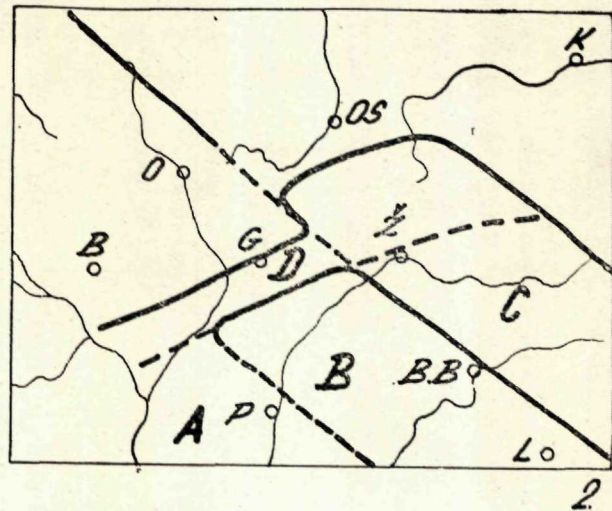
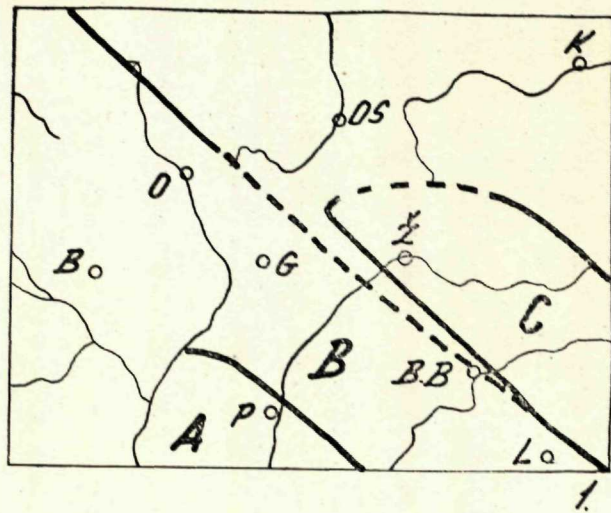
i nedostatek těchto vrstev v jihozápadním úseku je primární. Zatím co v jihozápadním úseku vnější skupiny není spodní křída zastoupena, vychází současná mořská transgrese z oblasti Karpat do deprese sudetského směru až do severního Německa směrem k severozápadu (srov. Chryploff 1957; Książkiewicz — Samsonowicz 1953). Přitom uloženy tohoto protáhlého mořského ramene vycházejícího z Karpat se vyznačují úzkými makropaleontologickými (Chryploff 1957), mikropaleontologickými (Hanžlíková 1959) i lithologickými vztahy (srov. Symposium 1956; viz Roth 1959) k stejně starým sedimentům Moravskoslezských Beskyd.

### Závěr

Rozbor tedy ukázal, že rozdíly mezi severovýchodním a jihozápadním úsekem vnější skupiny flyšového pásma spočívají v tom, že *severovýchodní úsek sedimentační oblasti byl mořem zaplavován dříve a zůstával do paleocénu hlubší než úsek jihozápadní*. Po dočasném zastínění vlivů příčného kolébání podkladu podélnými strukturami vznikajícími vrásněním Karpat v nejvyšším svrchním eocénu až starším spodním tortonu kolébání příčných ker předpolí pokračuje.

Z uvedeného soudíme, že *sedimenty slezské a podslezské série se ukládaly na podkladu patřícím k Českému masivu*. Pro to mluví též povaha hornin exotického hřbetu, který dočasně vznikl na rozhraní sedimentační oblasti vnější skupiny flyšového pásma a skupiny magurské a obsahoval kromě krystalinika typů blízkých horninám Českého masivu také podobný karbon a devon (srov. Mil. Pokorný 1946). Exotický hřbet, který vystupoval od vyšší křída (od albu), byl zaplaven v eocénu a zanikl tektonickým odloučením sedimentárního obalu (série magurské skupiny) od starého podkladu počínajícím ve svrchním eocénu. Nejnápadněji vystupoval jako zdrojová oblast klastik od albu do začátku středního eocénu. Nápadná časově se měnící jednostrannost dodávky jeho detritu buď do prostoru vnější skupiny (alb — paleocén) nebo do prostoru magurské skupiny (paleocén — střední eocén; srov. Matějka — Roth 1956) ukazuje, že nejspíše šlo o hrany zlomem oddělených, kolébáním střídavě vystupujících a klesajících ker starého podkladu (viz Roth 1956), z nichž kra severnější ležela zprvu relativně hlouběji a později výše než kra jižní. K obratu v poloze ker došlo během paleocénu.

Prakticky úplná nepřítomnost triasu společná Českému masivu, sedimentačnímu prostoru vnější skupiny flyšového pásma Karpat i exotickému hřbetu spojuje tyto oblasti s tzv. vindelickou pevninou (srov. Andrusov 1959; Roth 1959). K ní patřila ze stejného důvodu i jižněji ležící sedimentační oblast cetechovická a zčásti asi ještě jižnější sedimentační oblast subpieninská a pieninská (Roth 1959 — Trstená; srov. však Andrusov 1959). Pozdější sedimentační prostor skupiny magurské zabral jak oblast staršího sedimentačního prostoru cetechovického, tak sedimentačních prostorů pienidních (Matějka — Roth 1956).



Sedimenty magurské skupiny se jako sedimenty vnější skupiny tedy ukládaly na podkladu, který patřil k Českému masivu. Jeho tvar a paleogeografický vývoj ovládaly, jak jsme výše ukázali, kolébaté pohyby ker tohoto starého podkladu.

Ve srovnání se severní částí sedimentačního prostoru vnější skupiny byla během svrchní křídý západní část magurského prostoru oblastí vyvýšenou, neboť v ní svrchní křída prakticky chybí a spodní křída je zastoupena rudimentárně. Ve východním okolí Hranic byla jižně od kry Slunečné, až do počátku paleogénu pokleslé, vyvýšená oblast malenické kry. Souvislost spodnokřídových uloženin severní části vnější skupiny navazující obloukem na jihovýchodní pokračování kry Slunečné zdůrazňuje tehdejší analogickou vyvýšenou polohu malenické kry a východnější kry exotického hřbetu a naznačuje jejich původní jednotnou souvislost. Proto hypoteticky klademe sedimentační oblast magurské série s prahem slezských útesů (K s i a z k i e w i c z 1956) a exotickým hřbetem dočasně na severu vystupujícím k východnímu pokračování malenické kry a mluvíme o kře malenicko-exotické.

Změny facie a mocnosti křídových vrstev slezské série v Moravskoslezských Beskydách od západu k východu ukazují, že za pohybů v centrálních Karpatech *během albu až turonu dosáhla sedimentační oblast flyšového pásma jako východní součást Českého masivu jisté autonomie*. Ta se projevovala zprvu (v albu až cenomanu) rychlejším poklesem sedimentačního pásma podslezsko-slezského a výzdvihem vnější, jižnější části magurské oblasti, tj. zdůrazněním rysů starší saxonské tektoniky této oblasti. V době vyvrcholení centrálněkarpatských pohybů v turonu se autonomie projevila rozsáhlým přerušením sedimentace, které postihlo i Krakovsko a okolí Wieluně v dnešním severním předpolí Karpat (K s i a z k i e w i c z — S a m s o n o w i c z 1953). Po ukončení hlavních pohybů rakouské fáze se autonomie sedimentačního prostoru flyšového pásma v tehdejších rámci Českého masivu projevila vznikem průřezu vedoucího směrem od jihozápadu na severovýchod napříč vyvýšenou malenicko-exotickou krou při jizvě osamostatňování východní autonomní části.

Poklesem a úplným zaplavením východní autonomní části malenicko-exotické kry během paleocénu vznikla na místě starších oblastí (cetechovické, subpieninské

←  
O b r. 2. Schemata geologického vývoje sedimentačního prostoru flyšového pásma záp. Karpat na vých. Moravě ve spod. křídě až miocénu. 1. situace ve spodní křídě — mořem zaplaveno jv. pokračování kry sv. (Slunečné) a jz. okraj kry malenicko-exotické. 2. situace ve svrchní křídě — moře nově zaplavilo průliv napříč malenicko-exotické kry. 3. situace ve spodním eocénu — moře zaplavilo autonomní exotickou kru. 4. situace v miocénu — odloučené sedimentární obaly flyšového pásma Karpat jsou sunuty v popředí bloku Centrálních Karpat k ssz. Šrafována kra malenicko-exotická a její obal. A — sedimentační prostor cetechovický a pienidní, B — kra malenicko-exotická, C — sedimentační prostor podslezsko-slezsko-bachowický, D — příčný průliv oddělující kru Maleníku a kru exotickou. I. — jednotka podslezská, II. — jednotka slezská, III. — magurská jednotka, IV. — blok Centrálních Karpat. B — Poloha Brna, G — Gottwaldova, O — Olomouce, OS — Ostravy, K — Krakova, Ž — Žiliny, BB — Banské Bystrice, P — Piešťan.

a pieninské) jednotná sedimentační oblast magurská. V ní byla jako oblast produkující klastika zprvu při poklesu obnažena východní okrajová hrana maleničké kry. Teprve vznikem jednotné sedimentační oblasti magurské byla připravena definitivní anexe vněkarpatského prostoru alpskou soustavou. K anexi došlo postupně během oligocénu a staršího miocénu při posunu centrálněkarpatského bloku k severozápadu. Při těchto pohybech byl sedimentární obal maleničko-exotické kry odloučen od svého pokladu a shrnut (jako nynější magurská jednotka) k severu. Výplň podslezsko-slezského koryta, které se nám jeví jako analogie severnějšího původního koryta štětínsko-kujavsko-swiętokrzyského antiklinoria, byla přitom též vyvrásněna. Také sedimentární obsah mladší, západní větve flyšového pásma byl sunut k severozápadu na Český masiv. Za náznak původních souvislostí lze považovat i význačnou divergenci mezi směrem vrstev a okrajem přesunu magurské jednotky v Chřibech a v Hostýnských Beskydách.

Významné štýrské zpětné přesunutí magurské skupiny zahrnující i mesozoikum vnitřního bradlového pásma na území listů generální mapy Trstená a Banská Bystrica a v oblasti magurské všeobecné odloučení sedimentárního obalu od starého podkladu naznačuje, že centrálněkarpatský blok se v onom úseku při svých pohybech asi od jihu vsouval mezi starý podklad magurské série a jeho sedimentární obal. Podle výsledků regionálního měření tíže a magnetismu soudíme, že karpatskými pohyby celkem nedotčený blok Českého masivu sahá po čáru Strážnice—Valašské Klobouky—Papradno—Kysucké Nové Město—Stará Bystrica—Zubrohlava. Je to první velká linie karpatského směru, na kterou narazíme, postupujeme-li v mapě anomálií tíže a magnetismu od Českého masivu do Karpat. Poněvadž její průběh neodpovídá povrchovým strukturám flyšového pásma, které ji kryje, spojujeme ji se strukturami starého podkladu. Paleogeograficky nejspíše odpovídá nejzevnější linii karpatského porušení starého bloku, tj. hraně oddělující maleničskou kru od kry exotického hřbetu. Pro to, že nejde o okraj ústředního bloku Karpat mluví okolnost, že ve východní části československého flyšového pásma se taková hraniční čára neprojevuje. Rovněž rozvinutí sedimentačních prostorů flyšového pásma v jeho západní větvi svědčí pro tento výklad.

V každém případě na šířku starého podkladu sedimentační oblasti magurské dnes zbývá maximálně 25 km, zatím co šířka magurské jednotky s její složitou vnitřní stavbou činí dnes v západní části československého flyšového pásma 30—60 km. Opět tu narazíme na nutnost předpokládat zatlačení značné kry podkladu do hloubky. Mluví pro to i pozorované vsouvání centrálněkarpatského bloku mezi tento starý podklad a jeho sedimentární obal na listu gen. mapy Trstená a Banská Bystrica i závěry *Stille* (1953), který k nim dospěl jinou cestou. Svědčí pro ně i jisté analogie mezi mladými pohyby Českého masivu a centrálních západních Karpat v mladých třetihorách.

*Ústřední ústav geologický, Praha*

## LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia Československých Karpát I. II. SAV, Bratislava. — [2] Bertrand M., 1887: Soc. géol. de France 3 sér., XV, str. 426—428, Paris. — [3] Hanzlíková E., 1955: Příspěvky k mikropaleontologii Moravskoslezských Beskyd. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1954, Praha. — [4] Hanzlíková E., 1959: Mikrobiostratigrafické vysvětlivky ke křídě a paleogénu na listu gen. mapy Olomouc. Geofond Praha. — [5] Hanzlíková E.—Matějka A.—Roth Z.—Chmelík F., 1955: Zprávy o výzkumech v údolí Bečvy mezi Vel. Meziříčím a Černotínem. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1954. — [6] Książkiewicz M., 1954: Jura i kreda Bachowic. Rocznik Pol. Tow. Geol. T. XXIV. Kraków. — [7] Książkiewicz M., 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geologische Rundschau 45, Stuttgart. — [8] Książkiewicz M., 1956: Zagadnienia stratigrafii Karpat na tle paleogeografii. Przegląd geologiczny, r. IV, Warszawa. — [9] Książkiewicz M. — Samsonowicz I., 1953: Zarys Geologii Polski, Warszawa. — [10] Matějka A., 1949: Geologická studie z okolí Valašského Meziříčí. Sborník SGÚ, sv. 16, Praha. — [11] Matějka A. — Roth Z., 1956: Geologie magurského flyše v sev. povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem, Rozprawy ÚÚG, sv. 22, Praha. — [12] Roth Z., 1956: L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du Flysch des Carpates tchécoslovaques (v tisku) viz Resummenes XX. S. Cong. géol. internat. Mexico. — [13] Roth Z., 1960: Příspěvek ke stratigrafii a paleogeografii podslezské série severovýchodní Moravy (v tisku) Sborník ÚÚG, Praha. — [14] Roth Z. et cons., 1959: Vysvětlující text ke geologické mapě 1:200 000, list M—33—XXIV (Olomouc) (ruk.), Geofond Praha. — [15] Roth Z., 1959: Závěry Vysvětlivek ke geol. mapě ČSR 1:200 000 list M—34—XX (Trstena) Věstník ÚÚG r. 34, Praha. — [16] Roth Z., 1960: Paleogeografické rysy západní části Československého flyšového pásma Karpat z hlediska poměru Karpat a Českého masivu. Věstník ÚÚG z. 35. — [17] Roth Z. — Stráník Z., 1958: Předběžná zpráva o přehledném geologickém výzkumu vnější skupiny flyšového pásma v okolí Bystřice p. Host. a Holešova. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, Praha. — [18] Stille H., 1953: Der tektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte z. Geol. Jhrb. H. 2. Hannover. — [19] Uhlig V., 1903: Bau u. Bild der Karpathen. Wien. — [20] Zapletal K., 1951: Dnešní stav geologie moravskoslezských Karpat a úvalů. Spisy vydávané Přírodov. fakultou Masar. univ. r. G 2 č. 324, Brno.

ZDENEK ROTH, PRAGUE

### PALEOGEOGRAPHICAL FEATURES OF THE WESTERN PART OF CZECHOSLOVAK FLYSCH ZONE OF THE CARPATHIANS FROM THE POINT OF VIEW OF THE RELATION OF THE CARPATHIANS TO THE BOHEMIAN MASSIF

Some existing conceptions of the paleogeography of the West-Carpathians first of all those of the *arcuate* course and of the unity of the outer zones of the Carpathians from the Mesozoic till the present time, are considered as conventional, requiring to be revised. On the other hand it is possible to ascertain by means of analysis that some characteristics of the Bohemian massif have been distinctly involved in the paleogeography of the West-Carpathians, especially the movements of the blocks limited by faults of the Sudetian direction (Roth 1956).

Exceptionally suitable conditions for the study of relation between the Carpathians and the Bohemian massif are given in the environment of Hranice (Uhlig 1903), where the old foreland and the Carpathian Flysch zone meet immediately. In the geological structure of the adjacent part of the Carpathians striking changes may be noticed proceeding in the direction from the north-

east towards the south-west. Since the direction of thrusting of the Carpathians corresponds in this section with the trend of Sudetian faults in the Bohemian massif, it is possible to study relations of the changes in the Carpathians to the Saxonian tectonics of the Bohemian massif, whose lines are there directed to the Carpathians.

The fact, that in the vicinity the productive Carboniferous accompanied by natural gas accumulations passes under the Carpathians, has contributed to the elucidation of the question of mutual relations of these two geological units. That is why the area has been thoroughly studied in modern ways.

#### Survey of Geological Dates

Stratigraphical structure of the outer group of the Flysch zone varies considerably from the Dyje to the Olše river. In the north-east the Cretaceous — while in the south-west the Paleogene is prevailing.

Change takes place (the course of all the principal Carpathian units remaining continuous) rather suddenly in the neighbourhood of Hranice and Valašské Meziříčí, i. e. in the south-east continuation of the important fault zone of the Sudetian direction in the Bohemian massif, which runs northly from Šternberk through Potštát to Hranice. This zone obviously continues in the Bohemian massif ascertained by bores below the Carpathians, to the south-east, since *the up- and-down movements of both blocks of the Bohemian massif*, divided by the above mentioned fault zone, *manifested themselves in Carpathian structure* as a flexure. This, and the fact that the fault zone shows itself geomorphologically in Nížký Jeseník (D e m e k 1959) proves, that the oscillation of the blocks has recurred till recent time. The western part of the Flysch zone of the Czechoslovak Carpathians is thus divided into the north-eastern and south-western part.

The different character of these two parts of the Flysch zone is not limited only to their different structural height, but it consists also in the difference of facies of the Silesian and Sub-Silesian series, that are common to the two sections. In the north-eastern section in the Silesian and Sub-Silesian series (the Uppermost Cretaceous and Paleocene — Istebná beds, and a part of Trinec beds — R o t h 1959) there is a facies of black-grey non-calcareous claystones, often rich in sulphides and accompanied by conglomerates and sandstones. In the south-western part these facies are not represented, but they are substituted by quite different facies. In Krosno beds of the Silesian series there are — with continuous transition between the two parts in the south-western section of the Silesian series — developed thick layers of the soft calcareous sandstone to sand, which are one of the characteristics of the Ždánice facies of the Krosno beds. Both the typical features mentioned mark not only the differentiation of the north-eastern part from the south-western one, but also the facial vergency of the Silesian to Sub-Silesian series in each of the two sectors. The primary differentiation of both sections of the outer group in the Flysch zone of the Carpathians in the complexes of beds which are common to both these parts, is regarded as a proof that *the movements of the blocks of the Bohemian massif had influenced also the development of the sedimentary space of the Flysch zone* before folding-up of the Carpathians. Stratigraphic scope of the Silesian and Sub-Silesian series is different in both sections, too. In the north-east part there are largely developed Campanian — Maastrichtian Frýdek beds, which are missing in the south-western part. On the contrary, in the south-western part of the Sub-Silesian series there are largely represented the Krosno beds and Menilite beds, while in the north-eastern part only the Menilite beds are rudimentarily represented. At the same time the analysis of the facial development has shown that in Upper Maastrichtian a continuous shallowing (ending in the period of deposition of Menilite beds) began, while in the south-west section simultaneous subsidence (interrupted by Alpine orogenic movements — R o t h 1959) took place. Similar development is indicated by changes of facies in the same sections of the Silesian series.

Since the slow shallowing characterizes younger part of the Sub-Silesian series in the north-

eastern section where the Krosno beds are lacking and the subsidence distinguishes the south-western section, where the Krosno beds are largely represented, we consider the absence of them in north-east as well as their rich development in south-west essentially as primary one. The difference between the two sectors is stressed also by development of the Lower Cretaceous in the Silesian series of the north-east section. At the same time, the diminishing of the thickness of the Lhoty and Godula beds to the west and south-west of Valašské Meziříčí (Matějka 1949) indicates that the absence of the Lower Cretaceous in the south-western part is primary, too. And, while in the south-western section of the outer group of the Flysch zone the Lower Cretaceous is not represented, the marine transgression starts in the same period from the Carpathian sea to the north-west, even as far as Northern Germany (Chryploff 1957; Książkiewicz — Samsonowicz 1953). The deposits of this sea-arm are characterized by close macropaleontological (Chryploff 1957), micropaleontological (Hanzlíková 1959) and lithological relations (cf. Symposium 1956; Roth 1959) to the sediments of Moravo — Silesian Beskydy of the same age.

### Conclusions

The north-east part of the Flysch sedimentation area had been earlier inundated by sea and remained deeper than the south-west section until the Paleocene. After temporary overshadowing of transverse movements of the substratum by longitudinal structures of the folded Carpathians (in the Uppermost Eocene to early Lower Tortonian), the oscillation of transverse (to the Carpathians) blocks of the Bohemian massif had continued. From what has been written above it follows that the Silesian and Sub-Silesian series had been deposited upon the eastern continuation of the Bohemian massif. It is corroborated also by the nature of rocks of the „exotic ridge”, which was formed temporarily along the boundary of the sedimentation area of the outer group of the Flysch zone and Magura group (Mil. Pokorný 1946). What is striking, is one-sided supply of its detritus either into the space of the outer group (Albian — Paleocene) or into the space of Magura-group (Paleocene — middle Eocene) (Matějka — Roth 1956). Hence we suppose that the so-called „exotic ridge” had a form of edges of two neighbouring blocks of the old substratum recurrently rising and sinking (Roth 1956). A turn in the relative height of the blocks occurred during the Paleocene.

Also the absence of the Triassic in the sedimentation area of the outer group of the Flysch zone in the Carpathians and the „exotic ridge” connects these areas with the Bohemian massif and the „Vindelic land” (Andrusov 1959; Roth 1959). For the same reason we class with it the Cetechovice sedimentation area, Sub-Pienine and Pienine areas (Roth 1959) situated farther to the south-east. The sedimentation space of the Magura group in the Paleogene occupied as well the area of the Cetechovice space as the area of Pienide spaces (Matějka — Roth 1956). Consequently, *Paleogene of the Magura group was deposited also upon the substratum, closely connected with the Bohemian massif.* Even its development had been governed by vertical movements of the blocks of the substratum.

Contrary to the northern part of the sedimentation space of the outer group the north-west part of the Magura sedimentation space had been uplifted in Upper Cretaceous whose deposits are practically missing, and Lower Cretaceous is represented rudimentarily. Similarly in the eastern environment of Hranice, in the south of the sunken Slunečná block there existed the uplifted area of Maleník block persisting till the beginning of Paleogene. Extensive Cretaceous deposits of the northern part of the outer group are linked up in an arch-like manner with the continuation of the Slunečná block. They stress the analogy of the uplifted Maleník block to the more eastern block of the „exotic ridge” and seem to indicate also their original unity. Therefore *we hypothetically connect the sedimentation area of the Magura series* (in its northern part we place also

the elevated zone of Silesian reefs — Książkiewicz 1956) and the „exotic ridge” and we regard them as the eastern continuation of the Maleník block. We speak about the Maleník-exotic block. In the period of movements of the Central Carpathians from the Albian to the Turonian, the sedimentation area of the Flysch zone — then the eastern part of the Bohemian massif —, had attained a certain autonomy. This manifested itself at first (Albian — Cenomanian) by a greater rate of subsidence of the substratum in the Sub-Silesian-and-Silesian sedimentation zone and by the formation of the „exotic ridge” in the more southern block, i. e. by mere stressing of features of earlier Saxonian tectonics.

In the period of culmination of Central-Carpathian (Austrian) movements in the Turonian, the autonomy shew itself by an extensive interruption of sedimentation in the largest part of Outer-Carpathian sedimentation space which reached also the Kraków—Wieluń area in the present northern foreland of the Carpathians (Książkiewicz — Samsonowicz 1953). After the principal movements of the Austrian phase had ended, we may notice — as a further characteristic of the autonomy of sedimentation space of the Flysch zone within the framework of the Bohemian massif of those time — the development of a channel directed from south-west to north-east across the uplifted Maleník-exotic block at the scar along which its eastern part became separated. By subsidence and flooding, of the eastern autonomous part of Maleník-exotic block in Paleocene there originated a unified Magura sedimentation area in the place of the older Cetechoviec, Pienine and Sub-Pienine areas. Thus the eastern edge of the Maleník block had been denuded as the younger part of the „exotic ridge”. By the development of a single Magura sedimentation area definitive annexation of the Outer-Carpathian space by the Alpine system had been prepared. The annexation took place in the Oligocene and earlier Miocene owing to the thrusting of the Central-Carpathian block to the north-west. Sedimentary envelope of the Maleník-exotic block had been stripped off from its base and pushed forward — as the Magura overthrust-sheet — to the north and north-west. The filling of the trough in the SE-continuation of the Slunečná block, which was parallel and analogical with the more northern trough of the Szczecin—Kujawy antiklinorium, had been folded up (together with sediments of its younger, western branch) as the Silesian and Sub-Silesian unit. As a sign of original connections and as a remnant of the earliest phases of its folding we consider also an important divergence between the strike of beds and the margin of the Magura overthrust in Chřiby and Hostýnské Beskydy.

The backward overthrust of the Magura group, including the Mesozoic of the inner klippe-zone, on the territory covered by the sheets of the general map Trstená and Banská Bystrica and further easterly, the complete separation of the Magura series (Pienide series included) from its old basement shows, that the Central-Carpathian block was shoved probably from the south between the old basement of the Magura series and its sedimentary envelope. According to the results of regional measurements of gravity and magnetism we suppose that block of the present Bohemian massif, essentially unaffected by Carpathian movements, extends now to the line Strážnice—Valašské Klobouky—Papradno—Kysucké Nové Mesto—Stará Bystrica—Zubrohlava.

The width of the old substratum of the Magura sedimentation area has been reduced in the present time to 25 km maximum, while the width of the Magura unit itself with its complicated inner structure makes now in the western part of the Czechoslovak Flysch zone 30—60 km. Again we meet with the necessity to suppose the depression of quite a large block of the substratum into depth. It is corroborated also by the presumed insertion of the Central-Carpathian block between the old substratum and its sedimentary cover as well as by some Stille's conclusions (1953). This view is supported by further analogies between recent movements within the Bohemian massif and Central Carpathians.

*Central Geological Institute, Praha*



## Explanations to Figures

(P. 184 and 188)

Fig. 1. Elements of Saxonian and Alpine tectonics on the territory of the sheet Olomouc of the general map. Scale 1 : 600 000. Blank — Bohemian massif. Shaded — Flysch zone of the Carpathians. 1. Sub-Silesian unit, 2. Silesian unit, 3. Magura unit. Faults developed by Saxonian movements, indicated by full lines.

Fig. 2. Schemes of geological development of the sedimentation areas of the Flysch zone of the West-Carpathians in eastern Moravia in Lower Cretaceous to Miocene.

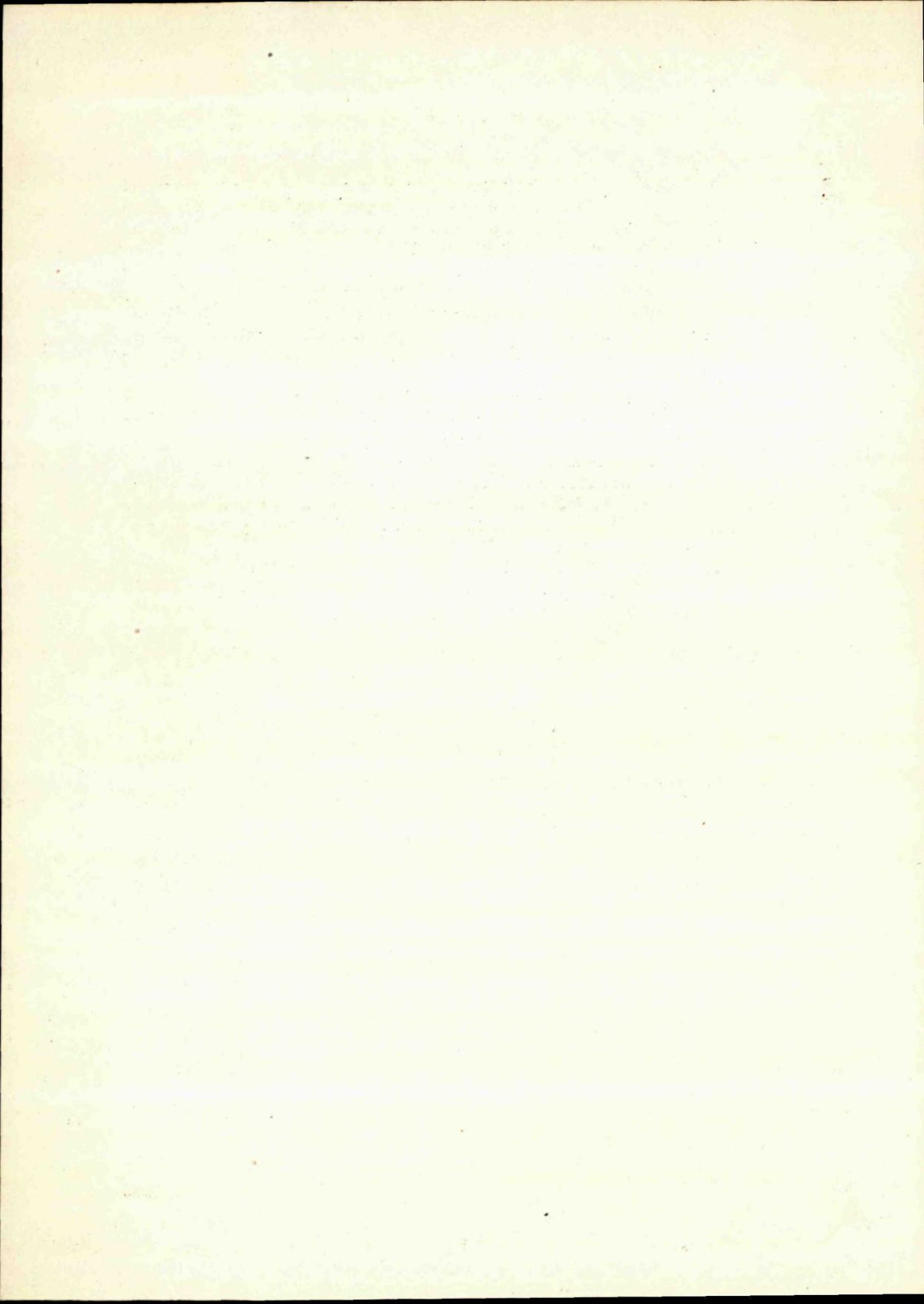
1. Situation in the Lower Cretaceous, the south-eastward continuation of N—E block (Slunečná block) and S—W margin of the Maleník-exotic block inundated by sea.

2. Situation in the Upper Cretaceous — a new marine transgression covered the channel across the Maleník-exotic block.

3. Situation in Lower Eocene — the sea flooded autonomous exotic block.

4. Situation in Miocene — sedimentary series of the Flysch zone are sheared off from their base and pushed in the front of the block of the Central Carpathians to the north-north-west. Shaded area — Maleník-exotic block and its sedimentary cover.

A — Cetechovice and Pienine sedimentation area, B — Maleník-exotic block, C — sedimentation area of Sub-Silesian — Silesian units, D — transverse channel, separating the Maleník block from the exotic block. I. Sub-Silesian unit, II. Silesian unit, III. Magura unit, IV. Central-Carpathian block. B — present site of Brno, G — that of Gottwaldov, O — Olomouc, OS — Ostrava, K — Kraków, Ž — Žilina, BB — Banská Bystrica, P — Piešťany.



BELO ZORKOVSKÝ

## DOPLNKY K POZNANIU PETROGRAFICKO-CHEMICKEJ POVAHY DIABÁZOVÝCH HORNÍN V JUHOSLOVENSKOM MEZOZOIKU

(*Nemecké resumé, tab. VI*)

V juhoslovenskom mezozoiku vyskytujú sa na mnohých miestach malé telesá diabázových hornín: napr. pri Držkovciach, Licinciach, Hucíne, Meliate, Čoltove, Paškovej; ďalej v okolí obcí Bôrka—Lúčka a južne od Nižného Medzeva. Podrobným petrograficko-chemickým štúdiom týchto hornín sa zaoberal J. Kantor (1955, 1956), ktorý poukázal na ich odlišný petrografický vývoj a chemizmus i na ich odlišnú geologickú pozíciu oproti iným diabázovým horninám Slovenska. Na doplnenie petrograficko-chemického štúdia diabázových hornín J. Kantora podávam na tomto mieste petrograficko-chemickú charakteristiku diabázov z juhoslovenského mezozoika na planine Koniart, o ktorých sa J. Kantor vo svojich štúdiách nezmieňuje.

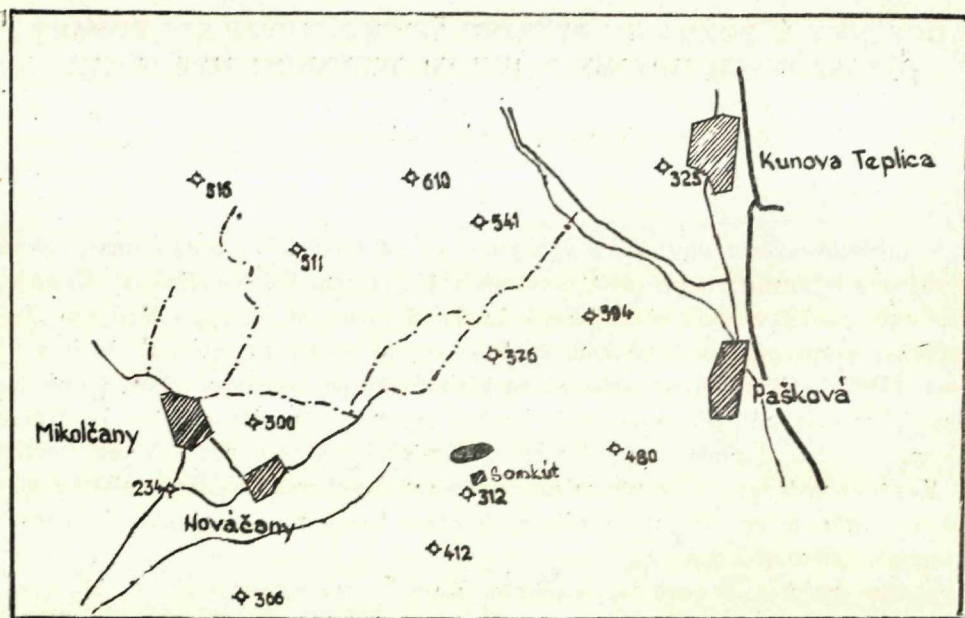
O výskyte bázickej horniny na planine Koniart zmieňuje sa však V. Homola (1951), ktorý ju pokladá za mandlovcový melafýr; neudáva však jej bližší petrografický rozbor.

Bázická hornina vyskytuje sa vo werfenskom súvrství severne od osady Šomkut asi 250—300 m južne od kóty 366 (pozri priloženú skicu). Ide o malé teleso prevažne zvetranej a rozloženej bázickej horniny, ktorého rozsah pre pomerne značnú hrúbku zvetralín nemožno presne stanoviť. Avšak ako sa dá usudzovať podľa roztrúsených úlomkov bázika, je teleso približne 100 m dlhé a 50 m široké. Na styku erupzívneho telesa s okolitými horninami vystupuje väčšia koncentrácia hematitu, čo dalo podnet v minulosti ku menším kutacím prácam (ping, rýh) v tejto oblasti.

Makroskopicky čerstvá hornina je tmavozelenej, poprípade hnedozelenej farby; navetrané plochy sú hnedé od povlakov limonitu. Pre niektoré vzorky veľmi príznačný je limonitizovaný magnetit, ktorý býva na povrchu horniny vylúčený, čo má za následok, že hornina nadobúda pórovitý vzhľad.

Mikroskopický obraz horniny je pomerne jednoduchý. Z primárnych minerálov sú najhojnejšie zastúpené plagioklasy tvaru prevažne lištovitého, pri-

čom veľkosť jedincov kolíše od 0,5 do 1,2 mm. Popri lištovitom vývoji vystupujú aj individuá s ihličkovitým a tabuľkovitým tvarom; tvoria zrasty prevažne podľa albitového zákona, len v zriedkavých prípadoch vystupujú ako samostatné individuá. Plagioklasy podľahli značnej premene, hlavne sericitizácii a kaolinizácii, o čom svedčia produkty týchto premien. Dost často pozorovať v nich inklúzie mikrolitov hlavne chloritu, pyroxénu a opaknej rudy i produkty premien týchto minerálov. Pre presnejšie stanovenie plagioklasov bola použitá metóda symetric-



Ob r. 1. Náčrt výskytu bázickej horniny na planine Koniart.

kej zóny; hoci výsledky merania uhlu albitových lamiel v symetrickej zóne, pokiaľ sa dali merať na niektorých čerstvejších individuách, svedčia na albit, poprípade albit-oligoklas, nemožno presne zistiť, či ide o uhol + alebo -, a preto tieto výsledky nie sú postačujúce.

Usporiadanie plagioklasov býva prevažne bez akejkoľvek zákonitosti (pri štruktúre ofitickej, resp. intersertálnej); popri nezákonom usporiadaní lištičiek plagioklasov však možno pozorovať aj miesta s divergentne rozbiehajúcimi sa plagioklasmi, čo často vedie až k ich arborescentnému usporiadaniu.

Ďalší minerál, ktorý sa zúčastňuje na stavbe študovanej horniny, je pyroxén, lepšie povedané jeho chloritické pseudomorfózy. Tvorí drobné, prevažne xenomorfné, miestami aj idiomorfné, krátke stĺpkovité kryštálky, vyplňujúce priestory medzi lištičkami plagioklasov. O aký pyroxén ide, nemožno určiť pre prílišnú jeho premenu (prevažne chloritizáciu). Okrem chloritu vystupujú v pseudomor-

fózach aj šupinkovito-zrnité agregáty minerálov epidot-zoizitovej skupiny a drobné zrníčka opaknej rudy, často leukoxenizovanej.

Pri typoch, v ktorých prevláda ofitická, resp. intersertálna štruktúra, pyroxén býva zastúpený vo väčšom množstve, naproti tomu pri typoch s divergentným, poprípade arborescentným usporiadaním živcov je pyroxén zriedkavejší. Podobný zjav pozoroval aj J. K a m e n i c k ý pri diabázoch, ktoré vystupujú v severnej a strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria (1957).

Chlority v mikroskope majú zelenú farbu, pomerne nízky dvojlom, obyčajne bývajú takmer izotropné. Niekedy prejavujú slabý pleochroizmus; spravidla však sú nepleochroické. Okrem chloritov, ktoré vytvárajú allotriomorfnú výplň medzi lištami plagioklasov, vyskytujú sa aj chlority, ktoré tvoria výplň v mandliach. Pre tento chlorit je typická indigovomodrá farba, pozitívny charakter, čo nasvedčuje na pennin. Veľmi príznačná pre diabázy z Koniartu je prítomnosť magnetitu a hematitu ako najrozšírejších rudných minerálov. Prvý vytvára najčastejšie prierezy štvoruholníkového alebo trojuholníkového tvaru, zriedkavejšie aj útvary kostrovité. Neporušené indivíduá sú veľmi zriedkavé, obyčajne podľahli limonitizácii. Jemné zrníčka magnetitu vystupujú aj na okrajoch premeneného pyroxénu, prípadne sledujú trhliny, prestupujúce chloritické pseudomorfózy po pyroxéne. Hematit možno pozorovať už makroskopicky v podobe lesklých zrníčok (spekularit), alebo ako tmavé žilôčky, prestupujúce naprieč horninu. Vo výbruse má červenú farbu, v odrazenom svetle šedú až čiernu, kovovo lesklú. Spolu s hematitom vystupuje aj pyrit, ktorý možno pozorovať už makroskopicky v podobe „vrstvičiek“ v celistvom hematite.

Z ďalších minerálov treba spomenúť kremeň, prevažne vo varietách s intersertálnou štruktúrou; tvorí nepravidelné zrnká. Ojedinele vystupuje aj ako výplň drobných mandľovcových dutiniek, často spolu s chloritom a tvorí tak chloriticko-kremennú výplň.

Kremeň sa vyskytuje aj ako výplň drobných žiliek nervovite prestupujúcich horninu. V niektorých varietách je zastúpený aj kalcit v drobných, nepravidelne obmedzených zrnčkách, vystupujúcich v chloritickej hmote i v plagioklasoch.

Konečne v niektorých vzorkách zisťujeme aj titanit tyčinkovitého tvaru s vystupujúcim reliéfom a vysokým dvojlomom, a sklo prevažne vo varietách s intersertálnou štruktúrou. Mineralogický obraz študovaných hornín je pomerne jednoduchý avšak ich štruktúry sú pestrejšie. Celkove však možno rozoznať dva základné typy: *diabázovo-intersertálnu* a *divergentno-arborescentnú štruktúru*, v ktorej v ojedinelých prípadoch vystupujú aj drobné mandľovcovité útvary s chloriticou, kremennou alebo chloriticko-kremennou výplňou. Medzi týmito základnými typmi možno pozorovať i pozvoľné prechody.

Pre úplnosť sa ešte zmienime o petrografickej povahe tufitov, ktoré vystupujú spolu s opísanou diabázovou horninou. Ide o horniny prevažne peliticko-psemitickeho, ojedinele až pefitického charakteru, farby hnedej, pričom jednotlivé kom-

Tabuľka dvoch chemických analýz (I a II) diabázových hornín, vystupujúcich na planine Koniart a prepočty ich priemernej analýzy (III) na Osannove, Niggliho a Zavarického hodnoty:

	I	II	III	A	B
SiO <sub>2</sub>	45,32	43,82	44,57	743	51,49
TiO <sub>2</sub>	1,23	0,61	0,92	11	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	stopy	stopy	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,32	20,08	9,20	188	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,41	11,49	10,45	—	—
FeO	5,46	4,72	5,09	200	13,79
MnO	0,15	0,05	0,10	1	0,05
MgO	8,20	6,82	7,51	188	13,03
CaO	3,51	4,47	3,99	71	4,90
Na <sub>2</sub> O	2,21	2,75	2,48	40	2,90
K <sub>2</sub> O	0,12	0,16	0,14	1	0,05
+H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	6,28	4,50	5,39	—	—
-H <sub>2</sub> O	0,72	0,42	0,57	—	—
	100,93	99,89	100,41	1443	100,00
<i>Hodnoty</i>					
<i>Osannove</i>					
	a = 2,5		s = 52,25		
	c = 8,7		n = 9,8		
	f = 18,8		k = 0,88		
<i>Niggliho</i>					
al = 27,3		si = 107,84		si' = 123,6	
fm = 56,4		mg = 0,48		Q = 30,23	
c = 10,4		k = 0,02		L = 27,32	
alk = 5,9		ti = 1,59		M = 42,45	
				qz = -15,8	
<i>Zavarickij</i>					
a = 5,69		a' = 28,10		n = 97,07	
c = 4,97		f' = 37,02		t = 1,46	
b = 37,29		m' = 34,88		φ = 24,07	
s = 52,05					

A — molekulárne kvocienty priemernej analýzy; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> prevedené na FeO;  
 B — molekulárne kvocienty prepočítané na 100.

pónenty tvorené sú makroskopicky viditeľnými úlomkami diabázových hornín, kremeňa, sericitizovaných živcov, zrníčkami rudných minerálov, väčšinou limonitizovaných, ktoré sú tmelené prevažne vápniým tmelom.

II. Chemizmus. Pre poznanie chemizmu študovanej horniny zhotovil J. Jarkovský dve chemické analýzy, ktoré boli prepočítané na priemernú analýzu, a z nej vypočítané Osannove, Niggliho a Zavarického hodnoty (pozri priloženú tabuľku na str. 198).

Keď zaradíme študovanú horninu na základe Niggliho  $Q L M$  hodnôt do  $Q L M$  diagramu, padne do poľa, v ktorom vystupujú prevažne diabázy Bukových hôr, ako to uvádza J. Kantor (1955). Ide teda o horninu, ktorá svojou chemicko-petrografickou povahou javí úzku príbuznosť s diabázmi Bukových hôr (pohorie Bükk) v sev. Maďarsku.

*Katedra geológie a mineralógie  
Baníckej fakulty VŠT  
v Košiciach*

#### LITERATÚRA

- [1] Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. — Sborník ÚÚG XVIII, Praha. — [2] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zošit 45, Bratislava. — [3] Kantor J., 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geologické práce, Zošit 41, Bratislava. — [4] Kantor J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zprávy 6, Bratislava.

BELO ZORKOVSKÝ

#### ZUM PETROGRAPHISCH-CHEMISCHEN CHARAKTER DER DIABASGESTEINE AUS DEM SÜDSLOWAKISCHEN MESOZOIKUM

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse des petrographisch-chemischen Studiums der Diabasgesteine übermittelt, die in den Werfenschichten des Koniart-Plateau im südslowakischen Karst auftreten.

Von primären Mineralien sind in den Gesteinen Plagioklase am häufigsten vertreten, die einer intensiven Metamorphose (der Serizitisation, Kaolinisation) unterlagen. Bei deren Auftreten kommt meistens keine Gesetzmässigkeit zur Geltung (ofitische, intersertale Struktur); manchmal jedoch bilden sie eine divergente und arborescente Struktur. Von übrigen Mineralien sind noch der chloritisierte Pyroxen, dann limonitisierte Magnetit und Haematit, Pyrit und Quarz anwesend, der oft zusammen mit dem Chlorit-Pennin die Ausfüllung der kleinen Mandeln bildet.

Zusammen mit den erwähnten Diabasgesteinen treten da auch Tuffite — meistens pelitisch-sammitischen Charakters — auf, die aus Bruchstücken der Diabasgesteine, dem Quarz, den serizitisierten Feldspäten und Erzkörnern gebildet werden, welche meistens durch Kalkbindemittel verkittet sind.

Chemismus der studierten Gesteine ist aus der beigefügten Tabelle (siehe S. 198) offenbar. Wie es dem petrographisch-chemischen Charakter dieser Gesteine zu entnehmen ist, sind sie mit den Diabasgesteinen des Bükk-Gebirges in Ungarn sehr verwandt.

*Die bergmännische Fakultät  
der Technischen Hochschule in Košice*

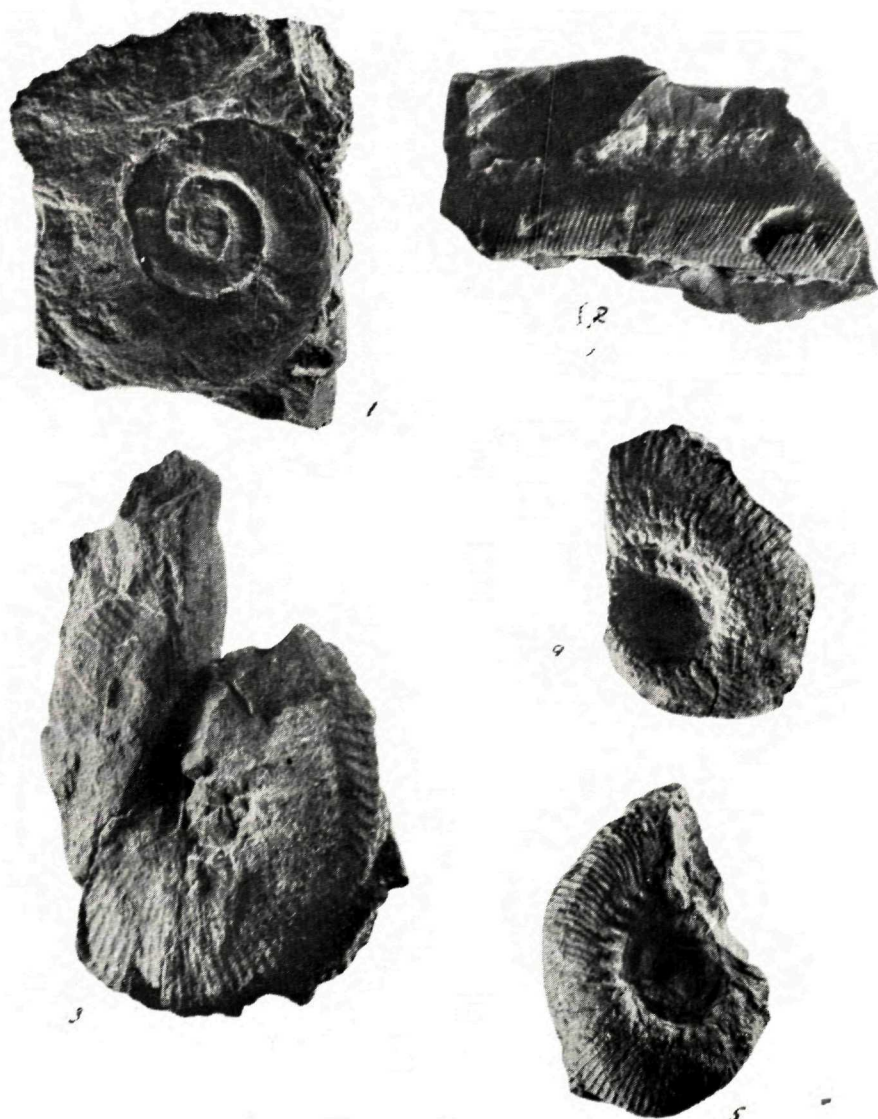
Erläuterung zu den Abbildungen

Tab. VI

Abb. 1. Diabas mit arboreszenter Struktur aus dem Koniart-Plateau; Dünnschliff, Nichols  $\times$ , 60 mal vergrößert.

Abb. 2. Diabas mit divergenter Struktur aus dem Koniart-Plateau; Dünnschliff, Nichols  $\times$ , 80 mal vergrößert.





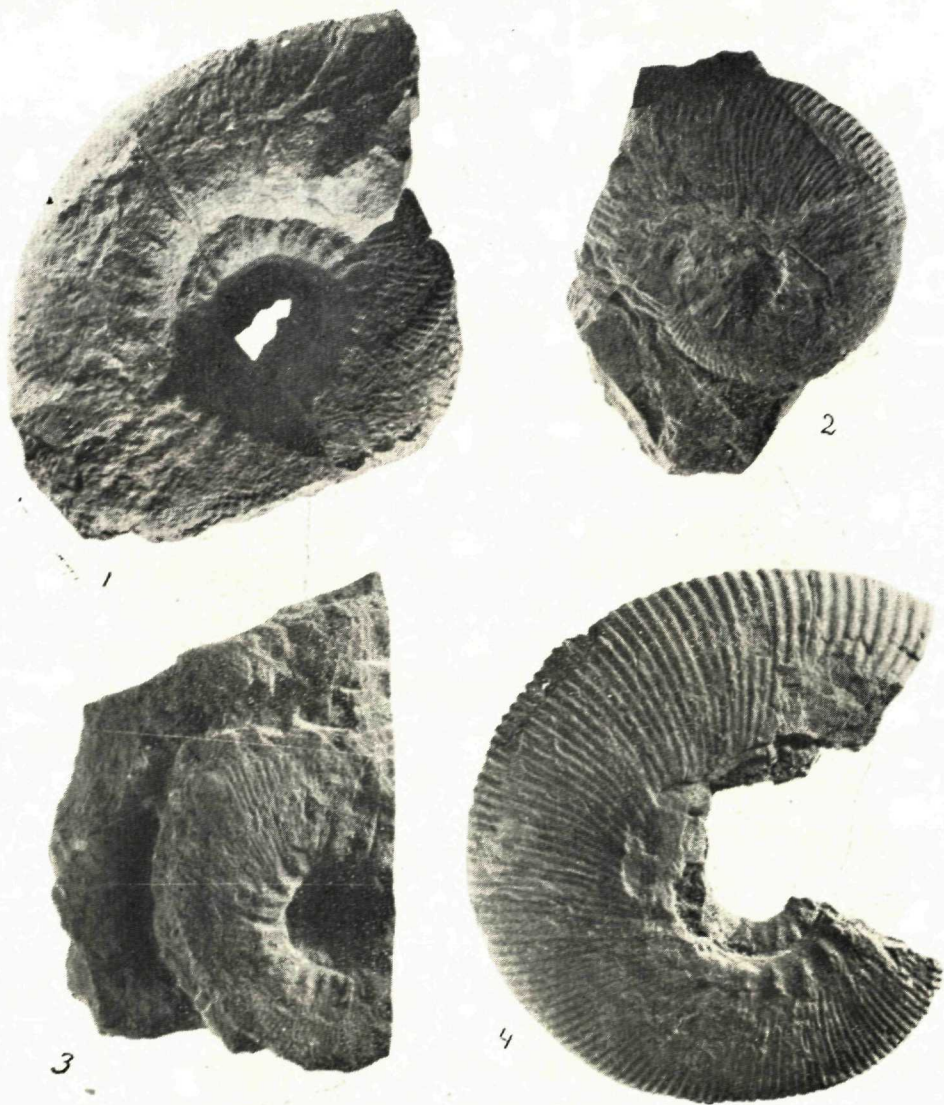
Фиг. 1. *Lytoceras* cf. *honorati* d'Orb., нат. величина

Фиг. 2. *Hamulina* cf. *davidseni* Coq., нат. величина

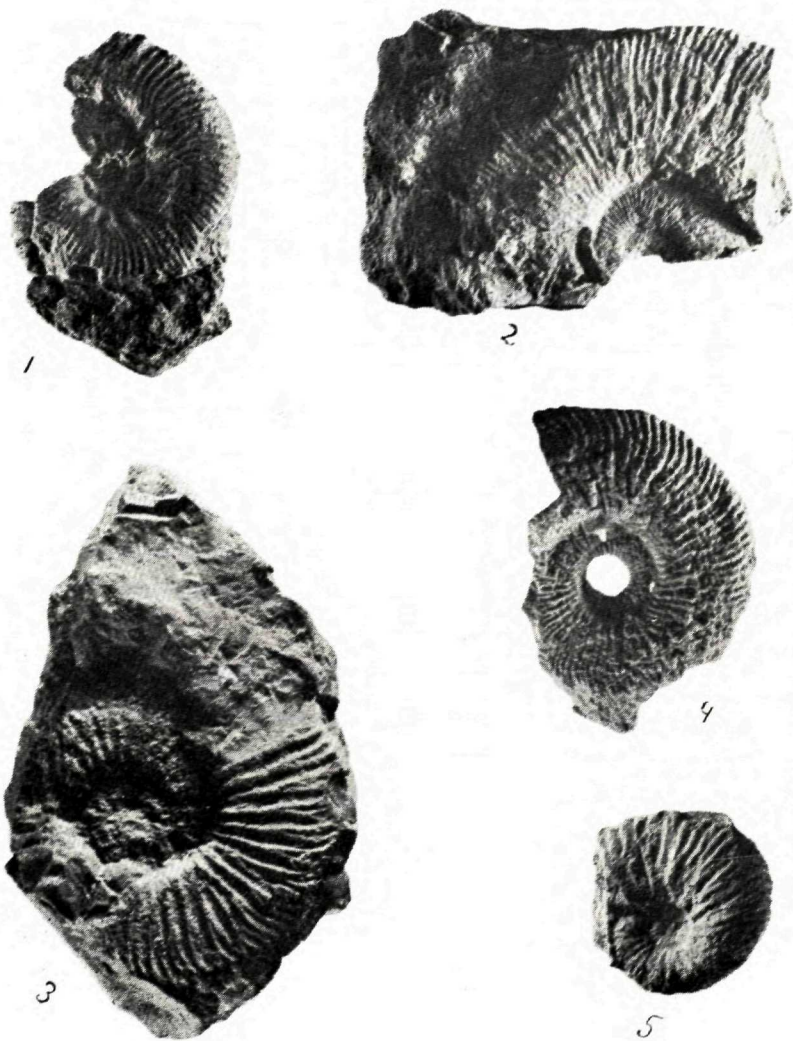
Фиг. 3. *Spiticeras* cf. *subguttatum* Dj.,  $\frac{3}{4}$  нат. величины

Фиг. 4. *Spiticeras* *correardi* Kil., нат. величина

Фиг. 5. *Spiticeras* *kiliani* Dj. v. *elegans* Dj., нат. величина



Фиг. 1. *Negreliceras subnegreli* Dj.,  $\frac{3}{4}$  нат. величины  
Фиг. 2. *Olcostephanus filosa* Baum., нат. величина  
Фиг. 3. *Olcostephanus variegata* Paq., нат. величина  
Фиг. 4. *Olcostephanus* cf. *sayni* Kil.,  $\frac{3}{4}$  нат. величины



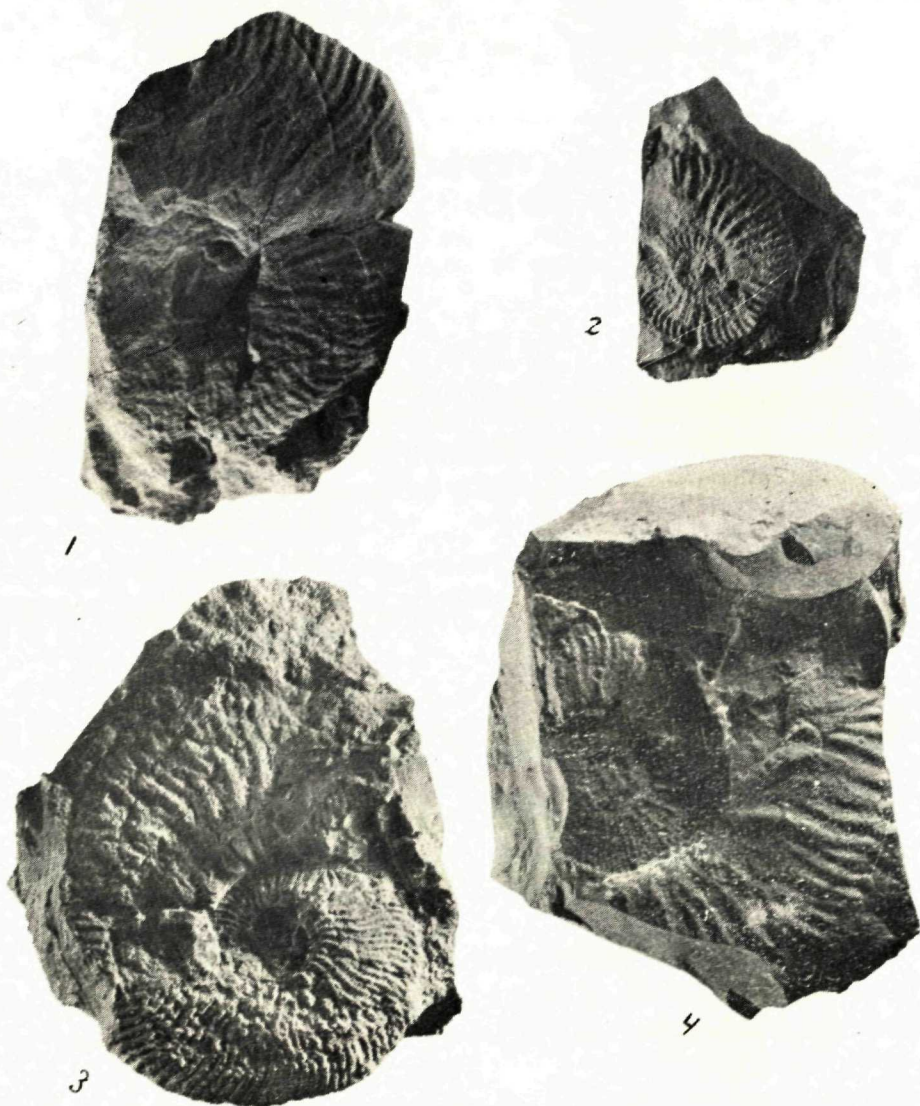
Фиг. 1. *Rogersites athersoni* Scharp.

Фиг. 2. *Berriasella pontica* Ret.

Фиг. 3. *Berriasella delphinensis* Kil.

Фиг. 4. *Berriasella* cf. *euxina* Ret.

Фиг. 5. *Neocomiensis* cf. *trezanensis* L. o. r. (все нат. величина)



Ф и г. 1. *Neocomites neocomiensis* d'Orb., нат. величина

Ф и г. 2. *Leopoldia* cf. *castellanensis* d'Orb., нат. величина

Ф и г. 3. *Lytacoceras reza'e* Bea n.,  $\frac{3}{4}$  нат. величины

Ф и г. 4. *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb.,  $\frac{3}{4}$  нат. величины

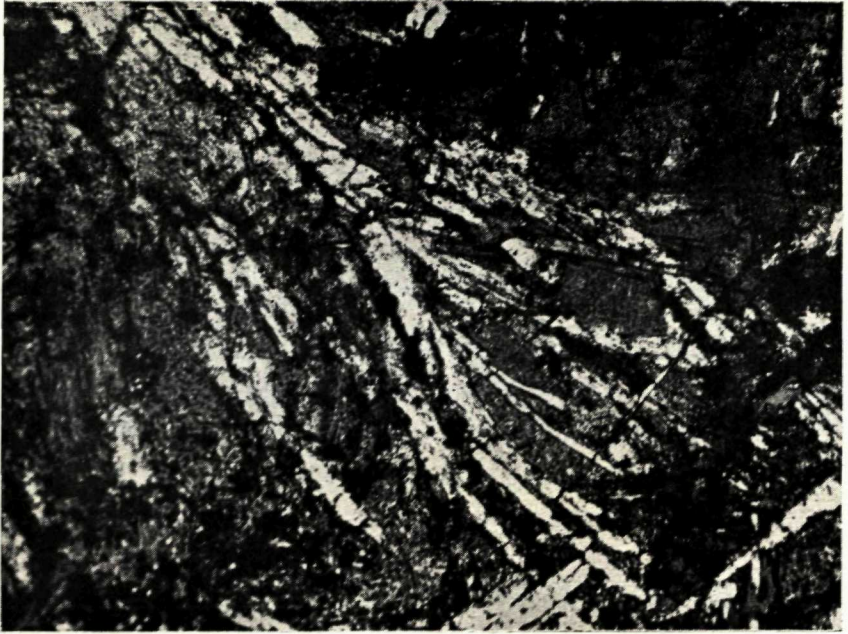


Фиг. 1. *Pseudothurmannia* cf. *pseudomalbossi* Sar.,  $\frac{3}{4}$  нат. величины

Фиг. 2. *Barremites difficilis* d'Orb., нат. величина

Фиг. 3. *Barremites psilotatus* Uhl., нат. величина

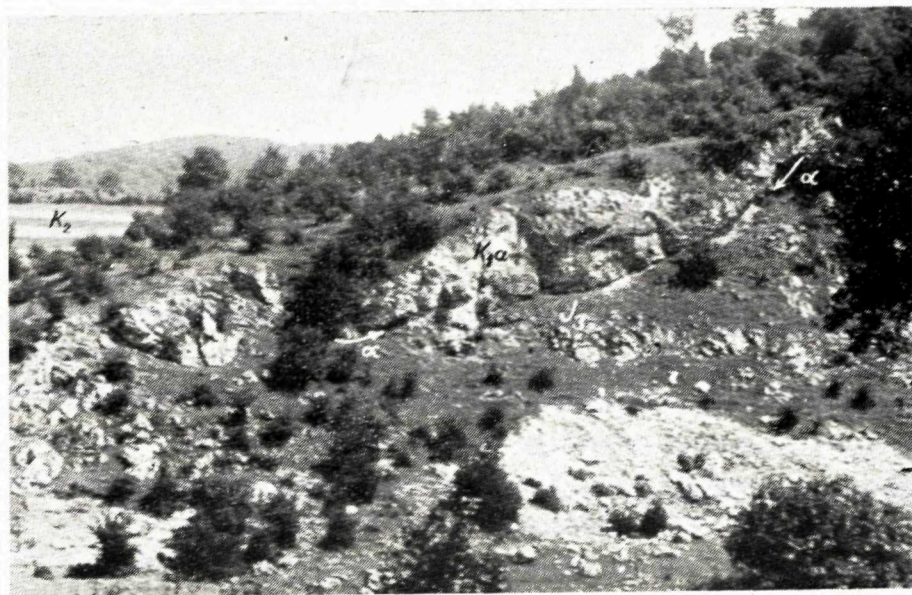
Фиг. 4. *Barremites vocontium* Sar., нат. величина



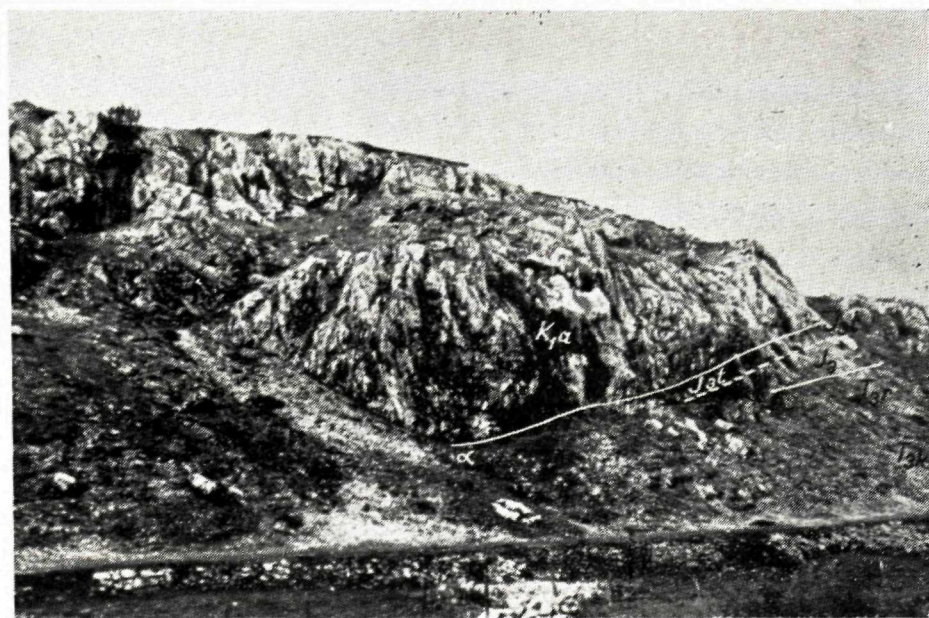
Obr. 1. Diabáz s arborescentnou strukturou, planina Koniart. Výbrus, nikoly X, zvětš. 60 ×.



Obr. 2. Diabáz s divergentnou strukturou, planina Koniart. Výbrus, nikoly X, zvětš. 80 ×.



Obr. 1.



Obr. 2.



O b r. 3.

O b r. 1. Hiát v spodnej kriede belanskej série pri Čiernej Lehote.  $J_3$  — titón-beriaské vápence;  $K_a$  — aptské vápence;  $K_2$  — vrchný alb;  $\alpha$  — medzivrstevná špára, doprevádzajúca prerušenie stratigrafického sledu, hiát (foto M. MaheI).

O b r. 2. Hiát v spodnej kriede belanskej série pri hradskej západne od Valaskej Belej.  $T_{3k}$  — keuper;  $T_{3r}$  — rét;  $J_3$  — malm;  $J_{3t}$  — titón-berias;  $K_{1a}$  — apt;  $\alpha$  — priebeh stratigrafického hiátu (foto M. MaheI).

O b r. 3. Doskovité vápence malmu v jadre antiklinály Vápenice, intenzívne zvrásnené a vztýčené v doline medzi Košeckým Rovným a Zliechovom (foto M. MaheI).

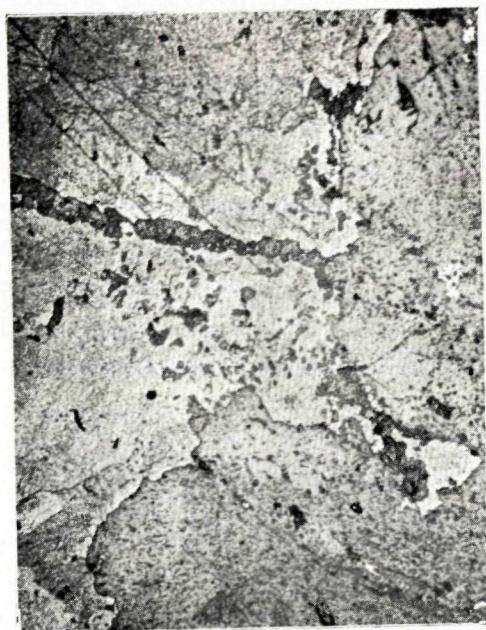




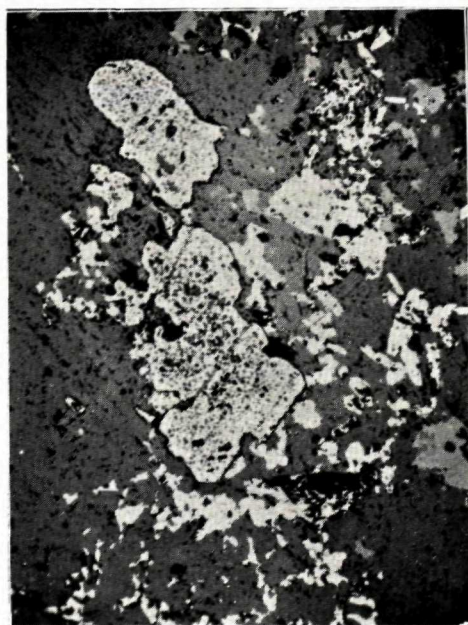
Obr. 1



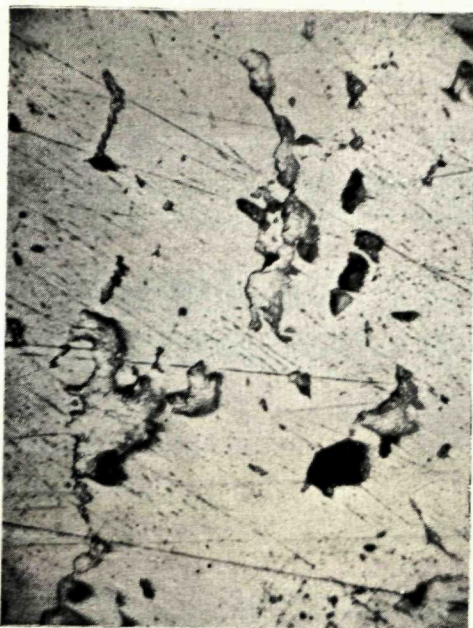
Obr. 2



Obr. 3



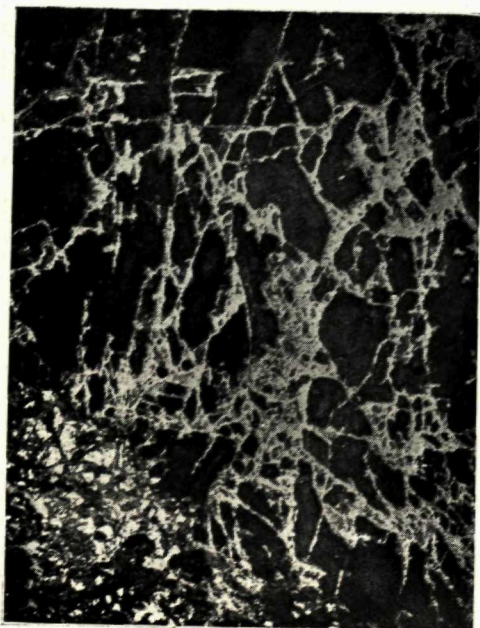
Obr. 4



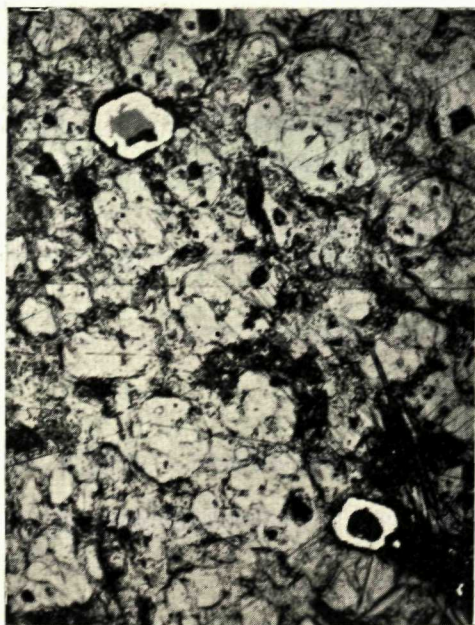
Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.



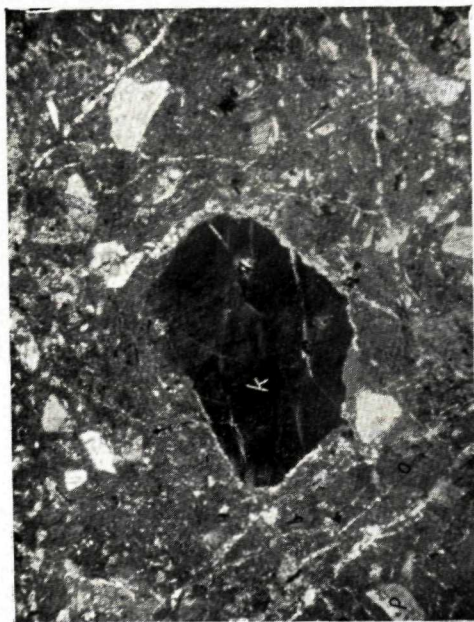
Obr. 4.



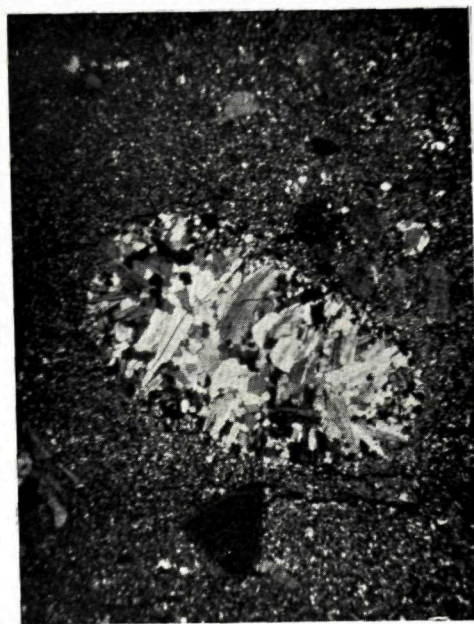
Obr. 1.



Obr. 2.



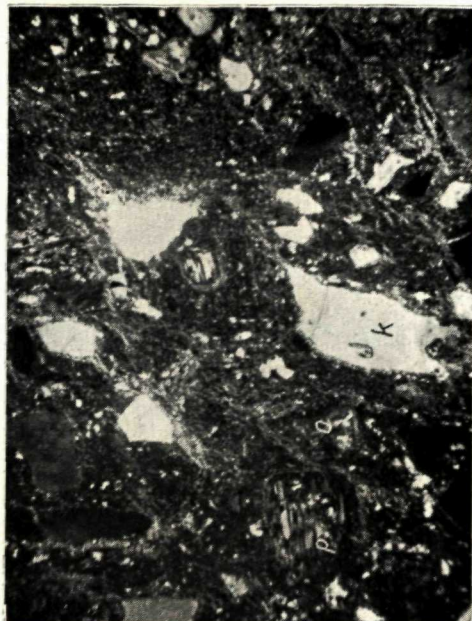
Obr. 3.



Obr. 4.



Obr. 1.



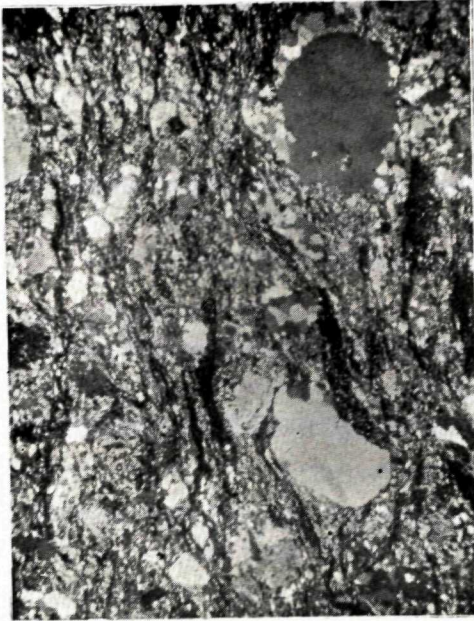
Obr. 2.



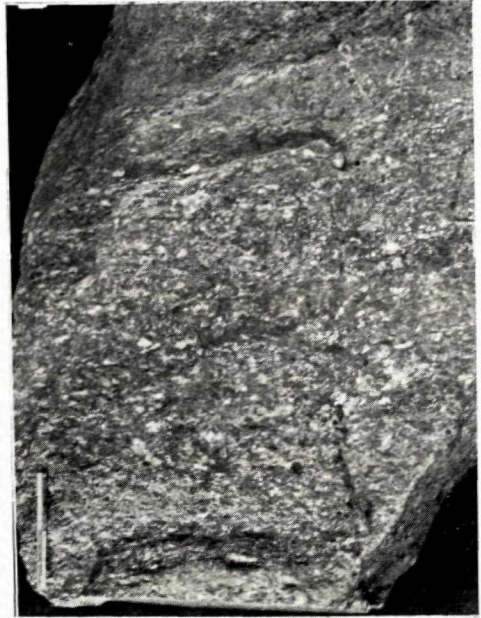
Obr. 3.



Obr. 4.



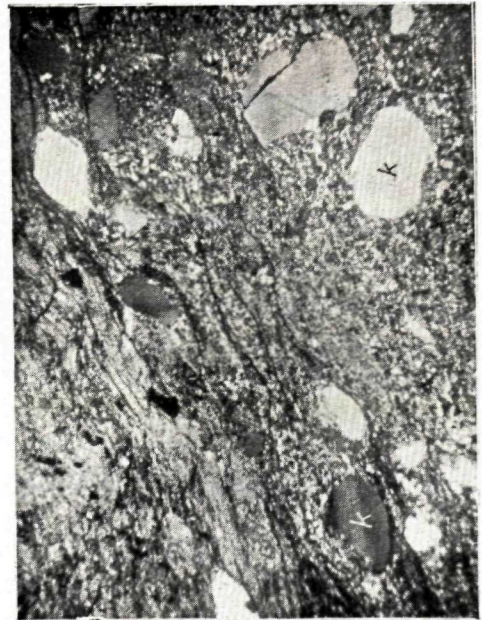
Obr. 1.



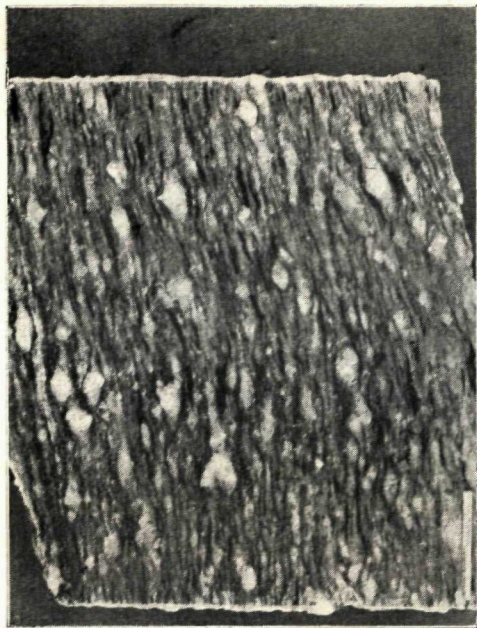
Obr. 2.



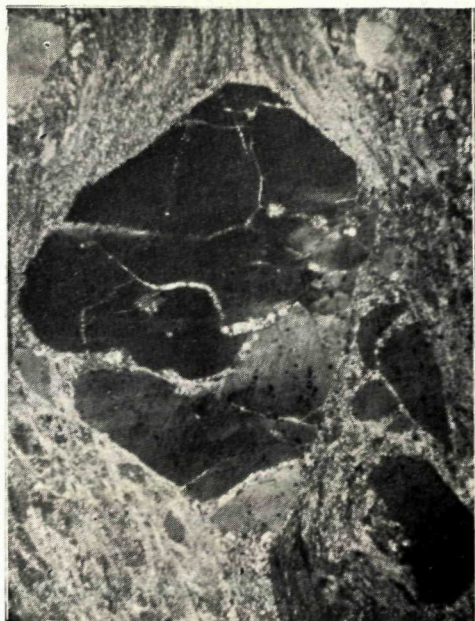
Obr. 3.



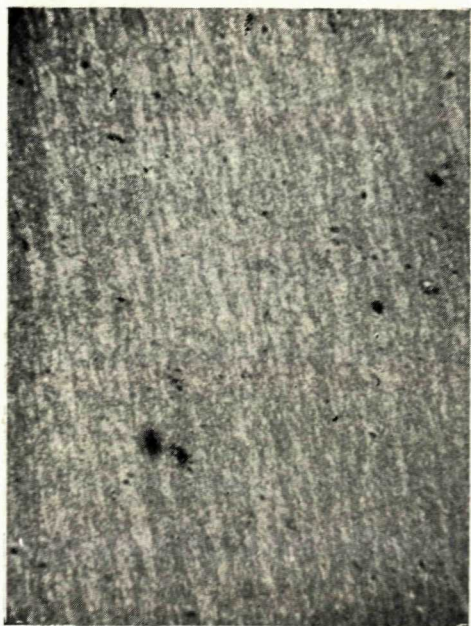
Obr. 4.



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.



Obr. 4.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 21

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave  
roku 1961  
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Sc. Michal Maheľ

301-3. Daň 5 %. 25055/59. Náklad 800 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. PH 10,31,  
AH 16,72, VH 17,11. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave zo sadzby garmond  
Kolektív.

Cena brož. Kčs 20.—  
56/III-3

K-03\*11103

