138/

GEOLOGICKÉ PRÁCE

1
138

SPRÁVY 55

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1971

REDAKČNÁ RADA

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

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1971

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Vaškovská E.: Litologicko-faciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny — Lithological-Facial Characterization of Genetic Types of the Quarternary Sediments in the Záhorská nížina Lowland 5
2. Vaškovský I.: The Central Terrace Step of the river Danube between the towns Komárno and Štúrovo — Stredný terasový stupeň Dunaja medzi Komárnom a Štúrovom. 43
3. Vaškovský I.: Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny — Morphology of the Basement of Quarternary in the Trnavská pahorkatina Upland 59
4. Janáček J.: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny — Beitrag zur Tektonik der jungpliozänen Schichten im mittleren Teil der Donauniederung 65
5. Bagdasarjan G. P. — Slávik J. — Vass V.: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska 87
6. Slávik J.: Geologická stavba choňkovskej depresie — Geological Structure of Choňkovce Depression 97
7. Mořkovský M.: K děvínské sérii v severní části Potiské nížiny — Zur Kenntnis der Devíner Serie im nördlichen Teil der Theiss-Ebene 105
8. Čverčko J. — Rudinec R.: O geologických pomeroch neogénu z vrtu Ďurkov-1 — [Über die geologischen Verhältnissen des Neogens an der Lokalität Ďurkov-1] 111
9. Dlabač M. — Mořkovská V.: Reliéf báze neogénu slovenské části Vídeňské pánve — Relief of the base of Neogene in the Slovakian part of the Vienna Basin 117
10. Klinec A.: O vzťahu alpínskej metamorfózy k tektonickým pochodom (Západné Karpaty) — On the relation of Alpine Metamorphosis to tectonic Processes 127
11. Vozár J.: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách — Der mehrphasige Charakter des Perm-Vulkanismus der Choč-Einheit in der Niederen Tatra 131
12. Lexa J.: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria — A Stratovolcano of Basalt-andesite in the Northern Part of the Kremnica Mts 139
13. Hovorka D.: Ortit (allanit) z kohútskeho kryštalinika — Orthite (allanite) from the Kohút crystalline complex 147

14. Repčok I.: Stupeň undulózneho zhášania kremeňa niektorých granitoidov Západných Karpát — [Der Grad der undulösen Auslöschung von Quarzit in einigen Granitoiden der Westkarpaten] 165
15. Vass D.: Genéza pieskovcov v okolí obce Tachty — Origin and rhytmic bedding of sandstones of South Slovakia and their Correlation with sandstones of South England 173
16. Peslová H.: Výskyt a charakteristika tilloidních slepenců v istebňanských vrstvách — Occurence and Characteristics of Tilloid Conglomerates in the Istebné Member 187
17. Polášková M. — Polášek S.: Inžiniersko-geologické pomery na Rajčianke — Ingineer-Geological Problems on the river Rajčianka 203

Diskusia — správy — recenzie

18. Coň O. — Slávik J.: Vek ryolitov zemplínskeho ostrova — [Das Alter der Rhyoliten aus dem Gebiet von Zemplín (Ostslowakei)] 215
19. Vaškovský I.: Správa o účasti na sympóziu sprašovej komisie INQUA v Bulharsku v dňoch 16.—24. 9. 1970 217
20. Ilavský J.: Geológia a nerastné suroviny republiky Togo — La geologie et les ressources mineérales de la République Togolaise 227
21. Lehotayová R.: Správa o účasti na II. planktonickej konferencii v Ríme — [Bericht über die II. planktonische Konferenz in Rom] 237
22. Homola V.: Recenzia práce L. Červenku Vplyv podzemných vôd na vznik soľných pôd na Slovensku 239
23. Vlasatý B.: Recenzia práce Dietricha Marsala Statistischen Methoden für Erdwissenschaftler 241

Geologické práce, Správy 55 | str. 5—42 | Bratislava | 1971

EUGÉNIA VAŠKOVSKÁ*

LITOLOGICKO-FACIÁLNA CHARAKTERISTIKA GENETICKÝCH TYPOV KVARTÉRNYCH SEDIMENTOV ZÁHORSKEJ NÍŽINY

(12 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. In this article the authores presents lithofacial characterization of three genetic types of Quaternary sediments (fluvial, eolian and proluvial-deluvial sediments mostly wide spread in the Záhorie Lowland. In the fluvial sediments of Moravia she points to the developement in various dynamic phases of accumulation (perstrative, conostrative and instrative) in relation to young tectonics. She also mentions fundamental feature of paleogeographical developement of the lowland in the Quaternary.

Úvod

Záhorská nížina zaberá rozsiahle územie (1000 km²), ktoré sa rozkladá zhruba medzi Malými Karpatmi a riekami Moravou a Myjavou. Celé územie je časťou Viedenskej panvy, geologicky úzko spätej s vývojom alpsko-karpatskej sústavy.

Geologickú stavbu predkvartérnych útvarov nížiny resp. niektorých jej úsekov študovali viacerí autori: J. Koutek—V. Zoubek (1936), A. Matějka—O. Kodym (1936—37), J. Janáček (1957). Geologický vývoj nížiny vcelku, zložitosť jej kryhovej tektonickej stavby neogénu v poslednom období opísal T. Buday—V. Špička (1959), T. Buday a kol. (1962) a T. Buday—J. Cicha (1967). O geológii kvartéru nížiny je literatúra dosť skromná vo forme krátkych správ, najmä o eolických pieskoch (F. Vitásek 1942; J. Pelíšek 1943, 1949, 1963: M. Mišík 1956), prípadne o niektorých geomorfologických problémoch — o vývoji a počte terasových stupňov rieky Moravy (V. Novák 1924, J. Hromádka 1935), charaktere morfologických tvarov viatych pieskov (J. Janšák 1950 a ďalší). Fauna bola zatiaľ určená len z bágroviska pri Malých Levároch R. Musilom 1969. Ďalšie krátke správy uložené v Geofonde a v archíve GÚDŠ sledujú hlavne praktické ciele. O vegetačných pomeroch Záhorskej nížiny píšu T. Krippelová—E. Krippel (1956).

V roku 1958 kolektív oddelenia kvartéru GÚDŠ pristúpil ku komplexnému regionálnemu výskumu kvartéru Záhorskej nížiny. Na geologicko-mapovacích prácach, najmä

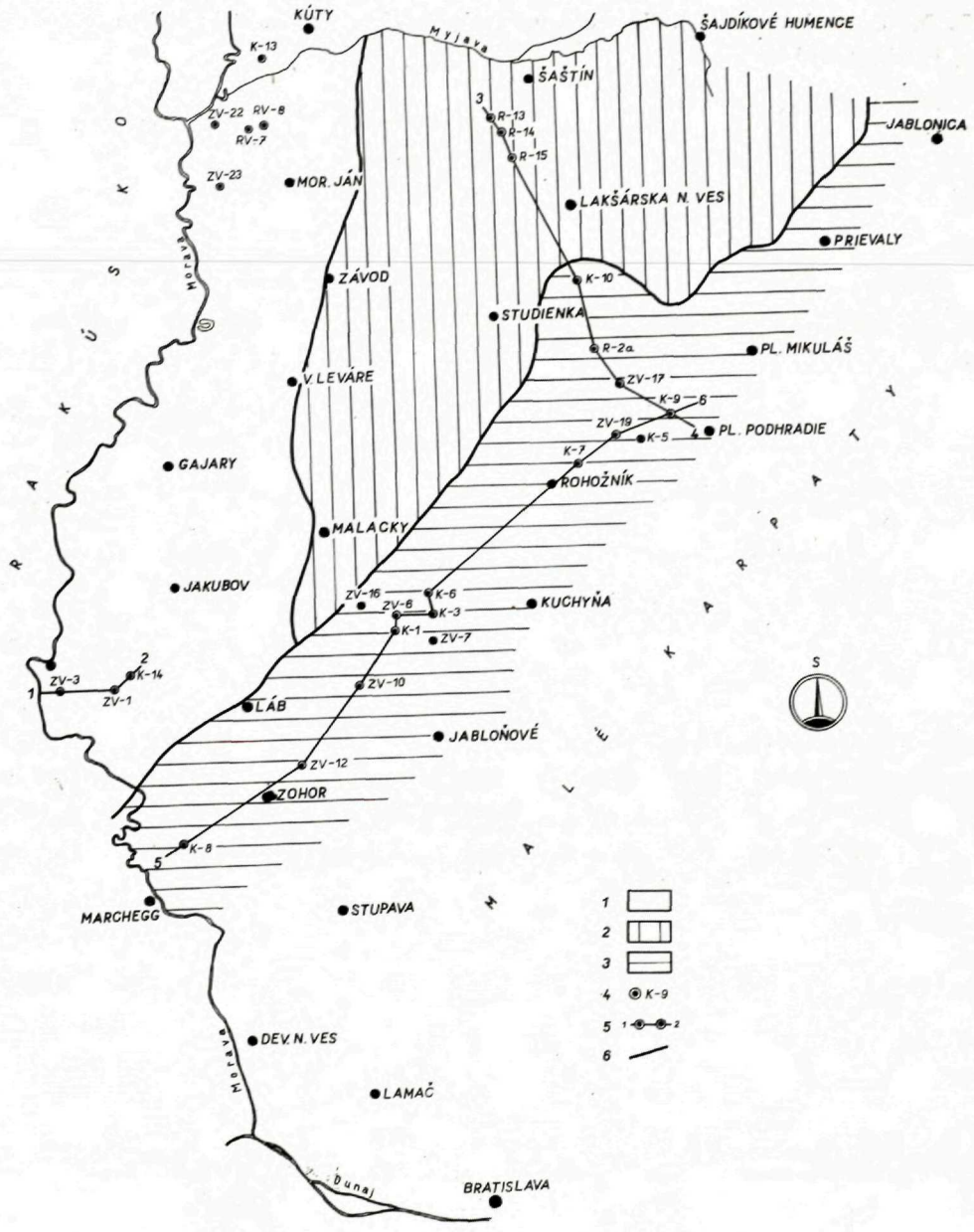
* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

v úsekoch viatych pieskov, participovala aj autorka článku. Pretože kvartérne sedimenty Záhorskej nížiny (okrem ojedinelých polôh slatín a osteologických zvyškov v spomínanej štrkovni v Malých Leváročh) prakticky neposkytujú žiadne biostratigrafické kritériá a majú skôr charakter sterilných tzv. „nemých" vrstiev, sústredila som sa na litologicko-faciálny výskum genetických typov kvartérnych sedimentov. Vývojom reliéfu a geologickým mapovaním sa zaoberal A. Sabol, čiastočne aj V. Baňacký, paleobotanikou E. Krippel, sedimentárnou petrografiou D. Minaříková a hydrogeologickými pomermi nížiny E. Kullman. Výsledky výskumov týchto pracovníkov z územia Záhorskej nížiny boli už publikované (E. Krippel 1962; V. Baňacký 1963; E. Kullman 1963; D. Minaříková 1963, 1965; E. Vaškovská 1963, 1970; A. Sabol—D. Minaříková—E. Vaškovská 1964; V. Baňacký—J. Harčár—A. Sabol 1965; A. Sabol—E. Krippel—E. Kullman 1967), alebo podané v záverečných správach (E. Krippel 1965; E. Kullman 1966; D. Minaříková 1965; E. Vaškovská 1967, V. Baňacký—A. Sabol 1969).

Metodické poznámky

V rámci litologicko-faciálneho štúdia genetických typov kvartérnych sedimentov som sa snažila získať komplexný obraz o genéze, litologicko-faciálnom zložení a stavbe jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov ako podkladu jednak pre stratigrafické závery, a jednak pre rekonštrukciu paleogeografických pomerov nížiny v kvartéri. Na porovnanie kvartérnych a neogénnych sedimentov v prístupných miestach študovala som aj litologickú charakteristiku neogénnych sedimentov. Treba poznamenať, že litologicko-faciálny charakter kvartérnych sedimentov na Záhorskej nížine dosiaľ prakticky nebol študovaný. Vzhľadom na dané pomery výsledky tohto výskumu sú aj základom zhodnotenia jednotlivých stratigraficko-genetických typov kvartérnych sedimentov ako nerastných surovín.

Terénny litologicko-faciálny výskum sa opieral o komplexné metódy, ktorých cieľom bolo stanovenie a spresnenie diagnostických znakov jednotlivých genetických typov sedimentov a ich zložitého faciálneho vývoja. V rámci tohto štúdia sústredili sme sa na podrobný výskum najmä prirodzených i umelých odkryvov (šachtíc, rýh, vrtov). Zvýšenú pozornosť som pritom venovala charakteru ich textúrnych znakov, vzájomných kontaktov, kontaktov s podložím resp. prechodov medzi jednotlivými typmi, ich cyklickému vývoju atď. Vzhľadom na významné postavenie fluviálnych sedimentov rieky Moravy na Záhorskej nížine (či už ako zdroja pre vyvievanie pieskov, alebo ako citlivého indikátora mladých tektonických pohybov) sledovala som pre štúdium a rekonštrukciu vplyvu hydrodynamiky toku Moravy popri granulometrickom zložení z veľkých navážok z terasových akumulácií v terénnych podmienkach aj zastúpenie najrozšírenejších hornín svetlých kremencov a kremeňa, tmavých kremencov a kremeňa, sivých, čiernych a čiernohnedých rohovcov a ostatných hornín, málo zastúpených v týchto frakciách (v mm): viac ako 30, 30—20, 20—15, 15—10, 10—7, 7—4. Z nich boli súčasne skúmané u valúnov kremeňa a kremenca aj morfologické tvary a na základe vymeriavania osi A, B, C vypočítané koeficienty sféricity, plochosti a izometričnosti. Výsledky analýz terénneho výskumu sú zahrnuté do príslušných tabuliek a diagramov. Pri rozčlenení pieskov na monodisperzné, bidisperzné a polydisperzné som vychádzala z klasifikácie



Obr. 1 Schematická mapa Záhorskej nížiny

1 – I = primoravská oblasť; 2 – II = stredná (centrálna) oblasť; 3 – III = prikarpatská oblasť; 4 – strojné vrty; 5 – geologické rezy; 6 – hranice oblastí

Fig. 1 Generalized Map of the Záhorská nížina Lowland

1 – I = Near – Morava area; 2 – II = Middle (central) area; 3 – III = Near – Carpathian area; 4 – Machine drillings; 5 – Geological sections; 6 – Borders of areas

E. M. Sergejeva (1959). Na rozčlenenie piesčitých a piesčito-štrkových sedimentov som použila túto klasifikáciu:

častice štrkové (> 2 mm)

0		10		30		50		70	100 %
piesok s ojedinelými valúnikmi (⌀ 2—40 mm) a valúnmi (⌀ 40—100 mm)		piesok s prímesou valúnikov a valúnov		štrkopiesok		pieskoštrk		štrk	
100 %	90		70		50		30		0

častice piesčité (0,05—2 mm)

Íly a hliny sú vyhodnocované podľa trojuholníkového diagramu uvedeného v návrhu ČSN pre základové pôdy (Q. Záruba 1957).
Označovanie vrstevnatosti je v súlade s klasifikáciou R. Kettnera (1956) uvedenou J. Petránkom (1963).

Pri komplexnom hodnotení pomerov značne pomohli aj výsledky laboratórneho výskumu odobraných vzoriek sedimentov, ktoré umožnili doplniť kvalitatívnu a kvantitatívnu charakteristiku niektorých diagnostických znakov študovaných sedimentov. Pre tieto účely sa použili podľa povahy sedimentov viaceré metódy. Išlo predovšetkým o komplex granulometrických analýz, na základe ktorých boli vypočítané granulometrické hodnoty Md, So atď.

Prvýkrát pri litologickom výskume kvartérnych sedimentov v ČSSR na území Záhorskej nížiny som pristúpila k vyhodnoteniu histogramov granulometrického zloženia pre posúdenie modality (monomodálne, bimodálne a polymodálne) jednotlivých genetických typov sedimentov, nachádzajúcich sa na nížine. Ukázalo sa, že charakter modality sedimentov veľmi citlivo odráža ich genézu. Podľa nej sa dosť jasne dali odlíšiť fluviálne sedimenty od jazerných, prípadne fluviálne piesky od viatych pieskov a pod. takže sme mohli pomerne spoľahlivo vymedziť rozsah jednotlivých typov sedimentov. Ďalej na základe granulometrických rozborov boli vyhotovené: *trojuholníkové diagramy* kvartérnych typov sedimentov a *geneticky diagram pieskov*. Zo značnej časti granulometricky skúmaných vzoriek sedimentov boli urobené petrograficko-mineralogické a orientačne aj chemické rozbory. Pri celkovom hodnotení sedimentov veľmi účelným sa ukázal aj výber samotných granulometrických klasifikácií, najmä viatych pieskov. Z celého územia Záhorskej nížiny boli urobené analýzy z cca 1400 vzoriek.

x x x

Genetické typy kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny majú na rozdiel od predkvartérnych útvarov výlučne kontinentálny pôvod. Sedimentogenetické a morfologické aspekty vývoja sedimentov umožnili rozlíšiť tieto genetické typy: *fluviálne, proluviálne, proluviálno-deluviálne, deluviálne, organické, viate piesky, eolicko-deluviálne a jazerné*. Ťažisko práce spočíva v charakteristike troch základných, genetických typov sedimentov — *fluviálnych, eolických* a *proluviálnych* resp. *proluviálno-deluviálnych*.

Fluviálne sedimenty

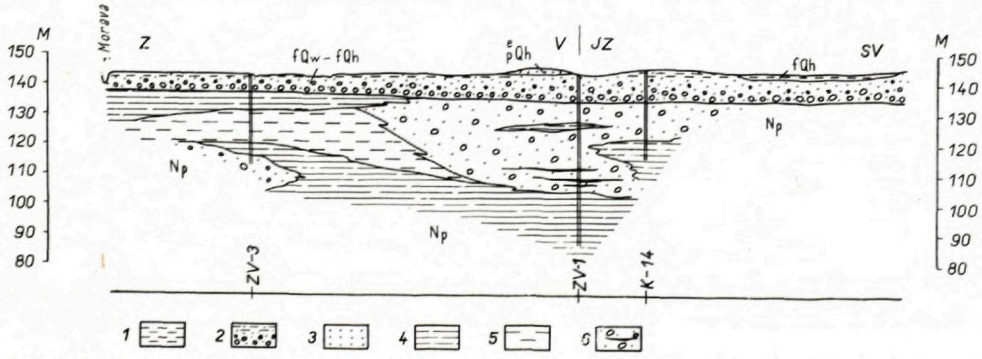
Z vodných tokov na území Záhorskej nížiny sa podstatne uplatnila pri kvartérnom vývoji predovšetkým rieka Morava, ktorej činnosť mala rozhodujúci vplyv pri formovaní, rozmiestňovaní a morfológii fluviálnych sedimentov; len na nepatrných plochách sa zachovali fluviálne sedimenty prítokov Rudavy, Maliny a na severe dnová výplň Myjavy.

Pri litofaciálnom rozbore fluviálnych sedimentov r. Moravy som vychádzala predovšetkým z rozpracovanej klasifikácie E. V. Šancera (1951) a vyčlenila som fáciu *korytovú*, fáciu *nivnú* a *fáciu mŕtvych ramien*, v ktorých cit. autor vyčleňuje subfácie. Pre nedostatok údajov, najmä textúrnych znakov, charakterizujem však subfáciu korytových plytčín („ruslovaja otmel") a subfáciu prikorytových agradačných valov („priruslovoj val") spolu, pretože v skutočnosti ide o jeden litologický typ — piesky.

Všeobecne možno povedať, že fluviálne sedimenty r. Moravy na Záhorskej nížine sa nachádzajú v troch podobách: v *poriečnej nive*, vo forme *terasových stupňov* a ako výplň *zohorsko-marcheggskej depresie*.

Sedimenty poriečnej nivy

Rozprestierajú sa v širokom súvislom pásme (1,5—5 km) západne od obcí Sekule, Moravský Ján, Malé a Veľké Leváre, Gajary, Jakubov, západne a južne od Zohora a Malaciek. Ich mocnosť kolíše od 6 do 12 m (väčšie mocnosti pozorovať v j. časti nížiny). Stredná mocnosť je 8 m, takže za



Obr. 2 Schematický priečny geologický rez poriečnou nivou rieky Moravy (línia 1—2)
1 — fluviálne piesčito-hlinité sedimenty (^{f}Qh); 2 — fluviálne štrkovo-piesčito-hlinité sedimenty (^{f}Qw—^{f}Qh); 3 — eolické piesky ($^{e}_{p}$Qh); 4 — neogénne, prevažne ílovité sedimenty (Np); 5 — neogénne hlinité sedimenty (Np), neogénne štrkovo-piesčité sedimenty (Np)

Fig. 2 Generalized Geological Cross Section of the Morava River Flood Plain (Line 1—2)
1 — Fluvial sandy — loamy sediments (^{f}Qh); 2 — Fluvial gravelous — sandy — loamy sediments (^{f}Qw — ^{f}Qh); 3 — Eolian sands ($^{e}_{p}$Qh); 4 — Predominantly clayey Neogene sediments (Np); 5 — Neogene loamy sediments (Np); Neogene gravelous-sandy sediments (Np)

normálnu mocnosť s ± 25 % odchýlkou (podľa E. V. Šancera 1951) považujem pre rieku Moravu mocnosť 6 — 10 m. Pre jej akumuláciu je charakteristické (vo vertikálnom slede) zastúpenie troch fácií: *korytovej*, *nivnej* a *fácie mŕtvych ramien*. Sedimenty sú väčšinou gradačne zvrstvené: štrky na báze smerom hore prechádzajú do pieskov, hlín až prachovitých ílov (obr. 2). Zriedkavejší je výskyt akumulácií na báze s jemnejším materiálom (štrkopiesky), ktorý smerom nahor prechádza do hrubších (pieskoštrkov), čiže ako hovorí L. N. Botvinkinová (1962) vyznačujú sa „opačným" zvrstvením.

Na základe vertikálneho usporiadania subfácií, ich granulometrického zloženia, ako aj hodnôt koeficientov Md a So, môžeme konštatovať, že pre fluviálne sedimenty poriečnej nivy rieky Moravy je väčšinou charakteristická jednocyklická stavba s vyvinutým komplexom troch fácií s jedným maximom hodnôt Md. Táto zákonitosť sa však smerom k juhu porušuje. Tu sú na seba naložené dva cykly cca po 6 m.

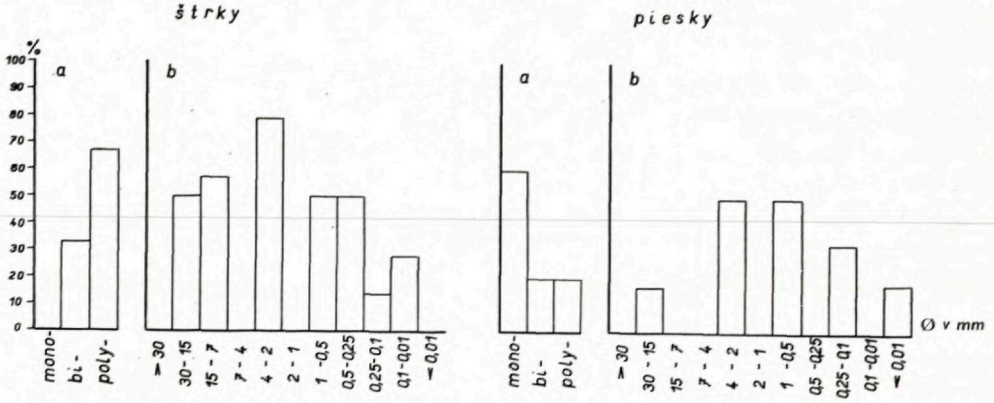
Na stavbe fluviálnych sedimentov poriečnej nivy má väčšie zastúpenie fácia korytová (najmä subfácia riečneho dna) menej je zastúpená subfácia korytových plytčín. Akumulácia je ukončená fáciou nivných sedimentov (mocnosť 0,6—3,0 m), ktorá je miestami redukovaná, a piesky prikorytových valov prechádzajú do fluviálno-eolických pieskov. V rámci sedimentov nivnej fácie sú vložky fácie mŕtvych ramien. Subfáciu riečneho dna na báze cyklu tvoria hlavne pieskoštrky stredné až hrubé, miestami drobnejšie, prípadne rôznozrnné; v menšej miere sú prítomné hrubé až stredné štrky a len zriedkavo aj štrkopiesky. Na báze akumulácie sa vyskytujú balvany až bloky o priemere 15—30 cm, ktoré predstavujú „perluvij" (v ponímaní V. V. Lamakina 1947, L. V. Ruchina 1953 a N. M. Strachova 1962).

Štrkové sedimenty poriečnej nivy rieky Moravy sú väčšinou polymodálne (majú 3 až 4 granulometrické maximá vo frakciách 4—2 a tiež 15—7 a 30—15 mm; a v piesčitých frakciách 0,5—0,25 alebo 1,0—0,5 mm (obr. 3). Hodnota Md sa pohybuje v rozpätí 0,5—18,2; hodnota So = 1,84—6,10, čiže sedimenty sú stredne vytriedené, až nevytriedené.

Subfácia korytových plytčín je vo fluviálnych sedimentoch poriečnej nivy r. Moravy menej zastúpená; väčšie zastúpenie má subfácia prikorytových (agradačných) valov.

* Predstavujú ju väčšinou jemnozrnné a strednozrnné piesky s prímesou valúnikov. Ich vrchné polohy bývajú často zahlinené. Piesky majú vo väčšine prípadov 1, 2 i viac granulometrických maxím. Ide teda o piesky monodisperzné, bidisperzné a polydisperzné s variabilným granulometrickým maximom v týchto frakciách: 30—15, 4—2, 1—0,5, 0,25—0,1 mm. Md sa pohybuje v rozmedzí 0,072 až 0,66; So = 1,60—2,82. Teda piesky sú dobre a stredne vytriedené, ojedinele nevytriedené.

Granulometrické zloženie fluviálnych sedimentov rieky Moravy v poriečnej nive



Obr. 3. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

Štatistické údaje granulometrických parametrov tab. 1

Fácia	Subfácia	Litologický typ	Granulometrické parametre	
			Md	So
korytová	riečneho dna	štrky a ich variácie	0,50—18,2 / 7,17	1,84—6,10 / 3,24
korytová, nivná	korytových plytčín prikorytových valov	piesky a ich variácie	0,072—0,66 / 0,48	1,60—2,82 / 1,97

Vo vertikálnom smere táto akumulácia končí fáciou nivných sedimentov. Podľa granulometrického zloženia ide o pestrú škálu sedimentov od jemnozrnných prachovitých pieskov, piesčitých hlín a ílov až po prachovité a čisté íly. Sú rôzne sfarbené; prevláda však farba špinavohnedá, tmavohnedosivá až modrosivá, miestami sú sfarbené Fe-oxidmi. Väčšina je nevápnitá, iba miestami (z. a jz. od Gajár) pozorovať konkrécie $CaCO_3$, ktoré sú pravdepodobne výsledkom diagenetických procesov.

Podložie poriečnej nivy tvoria väčšinou neogénne sedimenty aleurito-pelitové, prípadne sa striedajú s polohami psefitov a psamitov modrosivej farby.

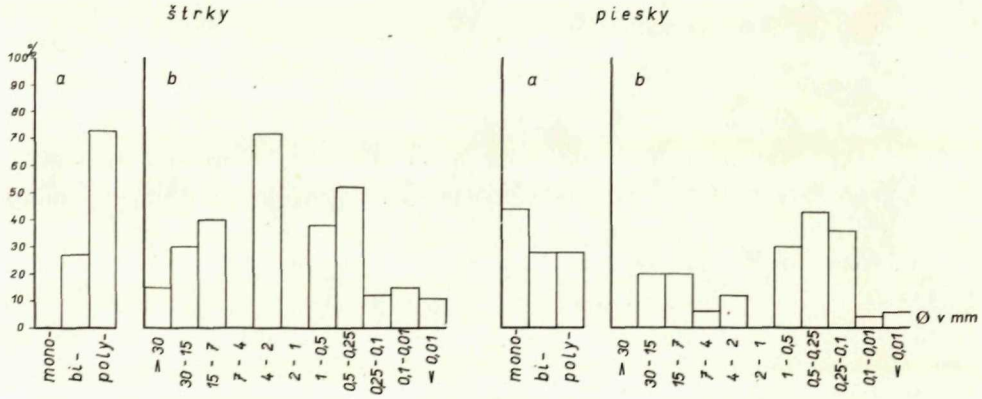
Terasové sedimenty rieky Moravy

Medzi terasovými akumuláciami fluviálnych sedimentov rieky Moravy na Záhorskej nížine v zásade rozlišujeme tri skupiny terás: *nízke*, *stredné*, *vysoké* (V. Baňacký, A. Sabol, D. Minaříková E. Vaškovská).

Skupina nízkych terás je zachovaná vo forme dvoch akumulácií. Prvá sa vyskytuje v poriečnej nive (napr. v okolí M. Levár, pri Sekuliach, medzi Jakubovom a Gajarmi atď.), kde vyčnieva 1—2 m nad jej povrch. Druhá

akumulácia sa zachovala vo forme stupňa tiahnucého sa pozdĺž poriečnej nivy po ľavej strane. Jej priebeh je prerušovaný najmä prítokmi Moravy. Nachádzame ich s. a j. od Sekúl, z. od Moravského Jána, z. a j. od Závodu, v okolí M. Levár, Gajár, Jakubova, Lábu a Zohoru. Mocnosť akumulácií je 6—9 m (miestami v okolí Kostolišťa do 12 m). Charakteristická nie je pre ne jednocyklická, ale „viacstupňová" stavba. Najčastejšie ide o dva stupne, v ktorých prevláda fácia korytová (štrky, pieskoštrky a štrkopiesky, menej piesky), fácia nivných sedimentov je väčšinou značne redukovaná. Obyčajne štrkopiesky alebo piesky prechádzajú plynule do eolických pieskov, prípadne viate piesky ležia na pieskoštrkoch s výrazným kontaktom. V pieskoštrkoch a štrkoch korytovej fácie vidieť pomerne často šošovky pieskov. Fluviálne sedimenty majú svetlohnedosivú, sivohnedú a hrdzavohnedú farbu. Zvrstvenie štrkov je naznačené iba orientáciou valúnov, zatiaľ čo zvrstvenie pieskov je výraznejšie a má diagonálny priebeh. Vo fácii riečneho koryta prevládajú štrky, pieskoštrky a štrkopiesky s tromi, menej štyrmi granulometrickými maximami, dve maximá sú zriedkavé. Ide teda o polymodálne a polydisperzné, menej o bimodálne sedimenty. Pritom jedno granulometrické maximum je

Granulometrické zloženie fluviálnych sedimentov rieky Moravy (nízke terasy)



Obr. 4. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

Štatistické údaje granulometrických parametrov tab. 2

Fácia	Subfácia	Litologický typ	Granulometrické koeficienty	
			Md	So
korytová	riečneho dna	štrky a ich variácie	$\frac{0{,}34-25{,}7}{3.59}$	$\frac{1{,}66-9{,}46}{4{,}01}$
korytová, nivná	korytových plytčín, prikorytových valov	piesky a ich variácie	$\frac{0{,}13-0{,}85}{0{,}45}$	$\frac{1{,}10-5{,}69}{1{,}99}$

väčšinou vo frakcii 4—2 mm, ostatné vo frakciách 15—7 mm, prípadne 30—15, resp. v intervale 0,5—0,25 alebo 1—0,5 mm (obr. 4). Hodnoty Md sa pohybujú v rozmedzí 0,34—25,7; So = 1,66—9,46; ide teda o sedimenty stredne vytriedené a nevytriedené (tab. 2).

Piesky tvoria najmä subfáciu korytových plytčín a subfáciu prikorytových (agradačných) valov a sú vo forme šošoviek a vrstvičiek v subfácii riečneho dna. Granulometricky sú piesky väčšinou rôznozrnné, menej jemnozrnné a strednozrnné, sú monomodálne, bimodálne a polymodálne: granulometrické maximá majú vo všetkých frakciách okrem frakcie nad 30 a 2—1 mm.

V petrografickom zložení valúnov a valúnikov prevládajú svetlé kremence a kremene (61—80 %), tmavých kremencov a kremeňov (1,8—12 %) zriedka viacej. Na ostatné horniny (kryštalické bridlice, menej pieskovce, ojedinele žuly) pripadá 13—22 %, na čiernohnedé rohovce 1,5—7 %, občas aj viac. Kremene a kremence sú sústredené najmä vo frakciách 30—20, 7—4 mm, zriedkavejšie aj vo frakciách 20—15 a 15—10 mm. Rohovce sú najviac zastúpené v hrubých frakciách (nad 30 mm) ostatné horniny vo frakciách o ∅ 20—7 mm. Stredná hodnota koeficientu sféricity valúnikov kremenca je v rozmedzí 0,71—0,73; index plochosti sa pohybuje v intervale 1,63—1,73; koeficient izometričnosti je 0,99—1,11.

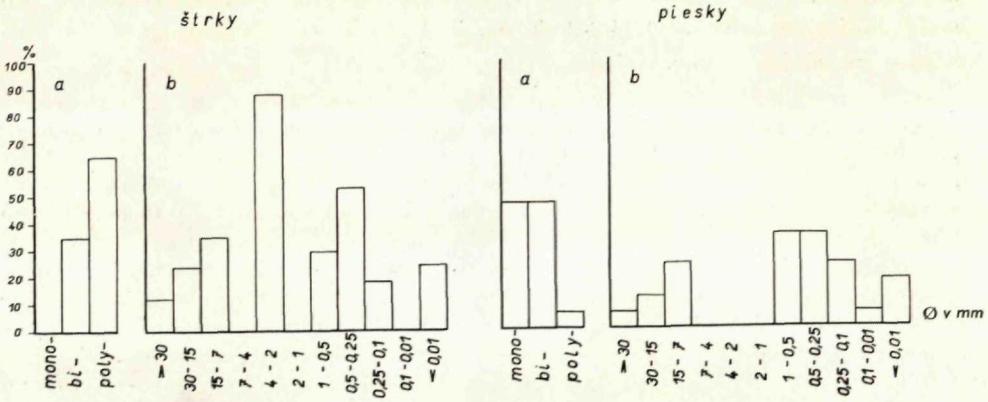
Skupina stredných terás. Nachádzame ich vo forme akumulačných zvyškov najmä v priestoroch Sekule—Moravský Ján—Závod—Borský Jur, ďalej v okolí Veľkých Levár, južnejšie, z. a sz. od Kostolišťa. A. Sabol (1965) vyčlenil v nich dve úrovne: *vyššiu* a *nižšiu*. Všeobecná mocnosť týchto terás v okolí Borského Jura a Sekúl je 2—3 m, pri Moravskom Jáne do 6 m, v priestore Veľkých Levár, kde sa stredná terasa zachovala vo forme izolovanej vyvýšeniny, je mocnosť do 10 m.

Stredné terasové stupne Moravy reprezentuje hlavne fácia *korytová* (subfácia riečneho dna a korytových plytčín). Fácia *nivných sedimentov* je redukovaná. Na báze akumulácie sú najčastejšie štrkopiesky s prímesou valúnov, prípadne štrkopieskov s vrstvičkami pieskov. Na miestach, kde má stupeň malú mocnosť (2 m, j. od Borského Jura) ide o jednostupňovú stavbu (štrkopiesky na báze a na nich piesky). Na miestach s väčšou mocnosťou býva stavba dvojstupňová.

Zvrstvenie je väčšinou nezreteľné, s náznakom horizontálneho zvrstvenia. Štrkopiesky korytovej fácie sú väčšinou rôznozrnné, zriedkavejšie strednozrnné až jemnozrnné, pieskoštrky sú rôzne hrubé. Granulometrické hodnoty nemajú v porovnaní s nízkymi terasami taký široký rozptyl hodnôt. Väčšinou sú polymodálne, menej bimodálne. Granulometrické maximá sa vyskytujú hlavne vo frakciách 4—2, 0,5—0,25 mm, menej vo frakciách 15—7, a 1—0,5 mm (obr. 5). Md štrkopieskov a pieskoštrkov je v intervale 0,43—3,63, So = 2,07—9,46, sedimenty sú stredne vytriedené a nevytriedené (tab. 3).

Piesky v tejto skupine sa vyskytujú vo fácii korytovej (najmä subfácii korytových plytčín) väčšinou sú rôznozrnné, ojedinele veľmi jemnozrnné; piesky sú monomodálne a bimodálne, ojedinele sú polymodálne; modalita sa vyskytuje najmä vo frakciách 1—0,5 a 0,5—0,25 mm; stredný priemer zŕn 0,20—0,75; So = 1,25—5,51, piesky sú veľmi dobre a stredne vytriedené i nevytriedené.

Granulometrické zloženie fluviálnych sedimentov rieky Moravy (stredné terasy)



Obr. 5. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

Štatistické údaje granulometrických parametrov tab. 3

Fácia	Subfácia	Litologický typ	Granulometrické parametre	
			Md	So
korytová	riečneho dna	štrky a ich variácie	0,43—3,63 / 1,72	2,07—9,46 / 3,99
	korytových plytčín	piesky a ich variácie	0,20—0,75 / 0,37	1,25—5,51 / 2,01

V petrografickom zložení štrkov opäť prevládajú svetlé kremence a kremene (72—78 %) — o niečo viac ako v štrkoch nízkych terás (tmavé kremence a kremene, tvoria len malú prímes 6—7 %, hnedé, sivé, červené a iné rohovce 6—7 %, menej je čiernohnedých rohovcov 0,5—5 %; ostatné horniny tvoria 8—13 %). Svetlé kremence a kremene sú zastúpené najmä vo frakciách 7—4 mm (84—96 %) a 30—20 mm (84—87 %), rohovce podobne ako u nižších stupňov, hlavne vo frakciách nad 30 mm. Ostatné horniny sú sústredené, hlavne vo frakciách o ∅ 20—7 mm. Morfologický tvar valúnov a valúnikov kremencov a kremeňa: stredné hodnoty koeficienta sféricity sú v intervale 0,73—0,78; index plochosti 1,55—1,69 a koeficient izometričnosti 0,99—1,03. V porovnaní s nízkymi terasami sú teda viac sférické, menej ploché a viac izometrické.

V akumuláciách stredných terás je viac limonitizovaných polôh hlavne na kontaktoch s podložnými peliticko-aleuritickými sedimentmi. Štrky a piesky na báze sú často stmelené.

Skupina vysokých terás. Ich akumulácie na Záhorskej nížine sú zachované najhoršie: v drvivej väčšine tvoria len zvyšky v rozlohe niekoľko 100 m². Na základe ich podrobnejšieho litofaciálneho výskumu a tiež podľa polohy vo vzťahu k r. Morave som ich rozčlenila na dve podskupiny.

Prvú podskupinu tvorí zvyšok akumulácie jz. od Závodu na Malej Hôrke, zachovaný najbližšie k r. Morave v zóne nízkych a stredných terás. Jeho

mocnosť je značne redukovaná (1,5—5,3 m). Podložie tvoria neogénne íly. V sonde situovanej pri úpätí Malej Hôrky pozorovať jednostupňovú stavbu zastúpenú korytovou fáciou (pieskoštrky, a štrky, prechádzajúce do pieskov, pokrytých eolickými pieskami). Na vrcholku Malej Hôrky (mocnosť cca 3 m) majú dvojstupňovú stavbu. Aj tu na íloch leží vrstva štrkopieskov (cca 40 cm), nad ktorými sa striedajú polohy jemnozrnných a rôznozrnných pieskov, v spodných partiách s ojedinelými doštičkami z valúnikov — to je spodný stupeň. Vo vrchnom stupni (mocnosť až 1 m) sú zastúpené iba štrky rôznozrnné (asi 70 cm). V sonde zo svahu Malej Hôrky sa zistila najväčšia mocnosť polohy (5,5 m) s trojstupňovou stavbou. Spodný stupeň (mocný 1,7 m) predstavuje fácia korytová, druhý stupeň má podobné zloženie ako prvý (mocnosť do 3 m) a končí sa vo vrchnej časti jemnopiesčitou hlinou. Vrchný, tretí stupeň, tvorí jemnozrnný štrkopiesok s valúnmi o priemere 5—7 cm (mocnosť 70 cm).

V tejto akumulácii pozorovať v pieskoch i štrkoch doskovitú a lavicovitú vrstevnatosť. Štrky sú buď nezvrstvené, alebo zvrstvené nevýrazne horizontálne. U pieskov bolo pozorované diagonálne zvrstvenie, zvýraznené vyzrážaninami Fe na stene orientovanej v smere dnešného toku Moravy (S—J): diagonálne zvrstvenie je s úklonom lamín v smere toku 20—30°.

V subfácii riečneho dna sú zastúpené drobné štrky, drobné až veľmi drobné pieskoštrky a veľmi jemné a jemnozrnné štrkopiesky. Štrky, štrkopiesky a pieskoštrky sú väčšinou bimodálne, menej polymodálne, s jedným (ojedinele dvoma) granulometrickým maximom vo frakcii štrkov (7—4, 4—2 a 15—7 mm) a druhé maximum vo frakcii pieskov (0,5—0,25, alebo 0,25—0,1 mm). obr. 6 — tab. 4. Sú veľmi drobné (Md = 0,38—2,09) a dobre, prípadne stredne vytriedené i nevytriedené (So = 1,2—4,88).

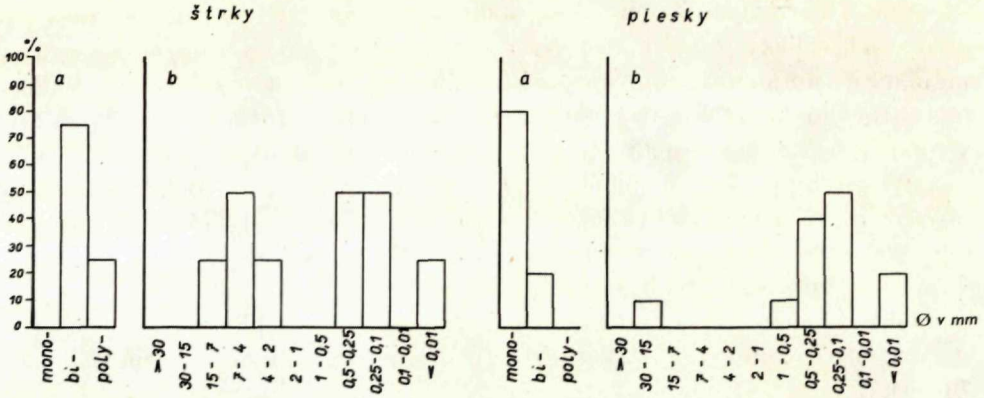
V petrografickom zložení valúnov a valúnikov korytovej fácie dominujú svetlé kremence a kremence (79—86 %), tmavých je 3—6 %, rohovce hnedé, sivé, červené a iné dosahujú 8—10 %. Ojedinele boli zistené aj čiernohnedé rohovce (na svahu a vrchole Malej Hôrky). Ostatné menej odolné horniny (najmä kryštalické bridlice, menej pieskovce, ojedinele granitické horniny a vápence) predstavujú 1—12 % celkového obsahu. Maximálne zastúpenie svetlých kremencov a kremeňa je najmä vo frakcii 7—4 mm (92—100 %) a 30—20 a 20—15 mm (91—92 %). Rohovce sú zastúpené najmä vo frakcii nad 30 mm. Ostatné horniny sú sústredené v jemnejších frakciách.

Morfologický tvar valúnikov a valúnov kremeňa charakterizujú tieto črty: sféricita valúnikov na vrchole Malej Hôrky je vysoká — koeficient sféricity — (0,74), index plochosti (K_1) — 1,62 a koef. izometričnosti (K_2) — 1,07. Na svahu Malej Hôrky a na úpätí sú valúny menej sférické, viac ploché a menej izometrické.

Piesky, vyskytujúce sa najmä ako subfácia korytových plytčín, sú väčšinou jemno-veľmi jemnozrnné, monomodálne, zriedkavejšie bimodálne, granulometrické maximá majú najmä vo frakcii 0,25—0,1, alebo 0,5—0,25 mm. Stredný priemer zŕn (Md) je v rozmedzí 0,18—0,37. Piesky sú väčšinou veľmi dobre vytriedené (So = 1,07—2,36).

Druhú podskupinu reprezentuje dvojstupňová akumulácia s. od Plaveckého Štvrtka. Spodný stupeň má na báze rôznozrnné pieskoštrky so šošovkami jemno-veľmi jemnozrnného piesku s prímesou valúnikov, smerom nahor

Granulometrické zloženie fluviálnych sedimentov r. Moravy (vysoké terasy — prvá podskupina)



Obr. 6. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

Štatistické údaje granulometrických parametrov tab. 4

Fácia	Subfácia	Litologicky typ	Granulometrické koeficienty	
			Md	So
korytová	riečneho dna	štrky a ich variácie	0,38—2,09 / 0,84	1,20—4,88 / 3,04
	korytových plytčín	piesky a ich variácie	0,18—0,37 / 0,27	1,07—2,36 / 2,6

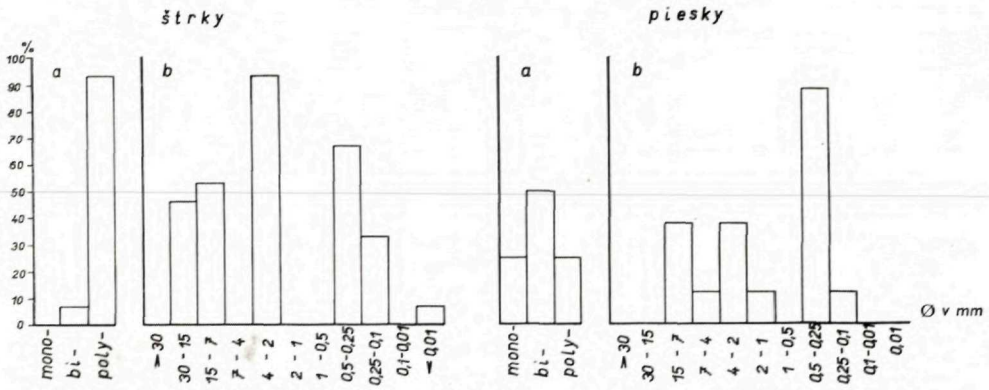
prechádzajúceho do rôznozrnného piesku. Vrchný stupeň (asi 3 m) má na báze stredný až hrubý pieskoštrk s doskami a šošovkami veľmi jemnozrnných pieskov, s prímesou valúnikov štrku. Smerom nahor prechádzajú pieskoštrky do štrkopieskov, resp. až do jemných pieskov.

Vrstevnatosť je rozmanitá, od tenkej cez doskovitú až po lavicovitú. V šošovkách a laviciach spodného stupňa sú piesky šikmo zvrstvené s úklonom lamín 22°—27° na juh. Farba sedimentov je sivohnedá až hrdzavohnedá.

Akumulácia ako celok sa vyznačuje hrubým materiálom. Pieskoštrky a štrkopiesky korytovej fácie tejto akumulácie, podobne ako ostatné sedimenty r. Moravy, sú polydisperzné a polymodálne s granulometrickými maximami ponajviac vo frakciách 4—2, 15—7 a 30—15 mm a v piesčitých frakciách 0,5—0,25 mm (obr. 7). Stredný priemer zŕn je 0,58—9,55 a sú nevytriedené (So = 4,17—8,82) tab. 5).

Piesky vyskytujúce sa v korytovej fácii vo forme lavíc a šošoviek sú rôznozrnné, menej veľmi jemnozrnné, sú bimodálne, zriedkavejšie monomodálne a polymodálne. Granulometrické maximá sa vyskytujú vo frakciách 0,5—0,25, 4—2 a 15—7 mm. Stredný priemer zŕn je v intervale 0,20—0,54. Piesky sú dobre a stredne vytriedené (So = 1,32—2,43).

Granulometrické zloženie fluviálnych sedimentov r. Moravy (vysoké terasy — druhá podskupina)



Obr. 7. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

tab. 5

Štatistické údaje granulometrických parametrov

Fácia	Subfácia	Litologický typ	Granulometrické koeficienty	
			Md	SO
korytová	riečneho dna	štrky a ich variácie	0,58—9,55 / 3,01	4,17—8,82 / 5,81
	korytových plytčín	piesky a ich variácie	0,20—0,54 / 0,50	1,32—2,43 / 1,86

V petrografickom zložení dominujú kremence, kremene, hlavne svetlé, s celkovým podielom cca 90 %, ostatné horniny, najmä kryštalické bridlice a pieskovce nepresahujú 9 %, malú prímes tvoria čiernohnedé a iné rohovce (cca 1,5 %). Maximálne zastúpenie kremencov a kremeňa je vo frakciách viac ako 30 mm, 30—20 mm a 7—4 mm. Maximálne zastúpenie ostatných hornín je vo frakciách 20—15 mm a 10—7 mm. Stredný koeficient sféricity valúnov a valúnikov kremeňa je 0,73, index plochosti 1,71 a koeficient izometričnosti 1,01.

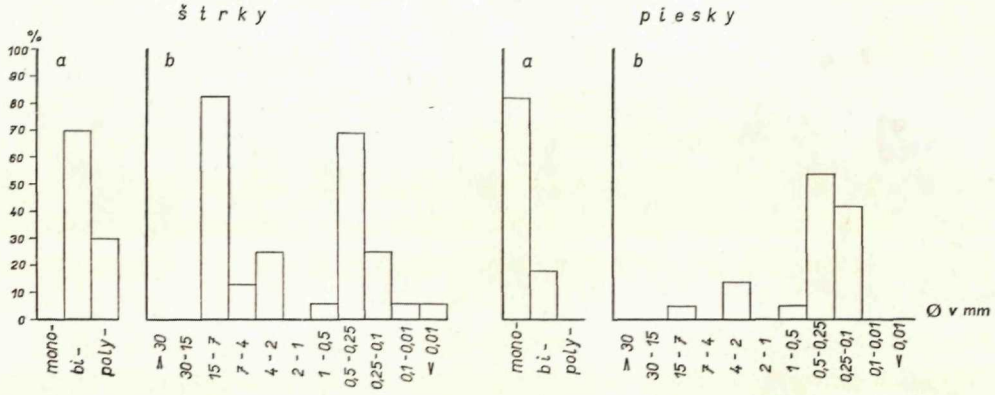
Odlišnú skupinu tvoria dve štrkovo-piesčité akumulácie: 1. medzi Závodom a Studienkou, 2. relikt 2,5—3 km južne od Malaciek, kde ich litologické zloženie bolo študované na 11 lokalitách.

Akumulácia medzi Závodom a Studienkou

Má odlišný vertikálny sled: na hrubých laviciach pieskov (2—4 m), miestami s doštičkami štrkov, ležia lavice štrkov (1,5—3 m), inokedy sú nad nimi dosky a lavice pieskov s doštičkami štrkov. Vrstvičky štrkov uprostred pieskov sú

väčšinou šikmo uklonené. V spodných partiách sú väčšinou piesky jemnozrnné, sľudnaté. Štrkopiesčité sedimenty majú vrstevnatosť hrubo doskovitú, charakteristickú pre piesky a štrky, väčšinou však veľmi hrubolavicovitú s mocnosťou vrstiev nad 1 m, charakteristickú pre oba granulometrické typy (piesčité i štrkové). Dosky a lavice ležia buď horizontálne, alebo sú mierne uklonené. Zvrstvenie u pieskov býva zjavne šikmé, horizontálne i diagenetické. Štrky sú horizontálne zvrstvené alebo bez zvrstvenia.

Granulometrické zloženie štrkovo-piesčitých akumulácií medzi Závodom a Studienkou



Obr. 8. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

Štatistické údaje granulometrických parametrov tab. 6

Litologický typ	Granulometrické parametre	
	Md	So
štrky a ich variácie	0,42—7,0 / 3,36	1,87—5,16 / 3,63
piesky a ich variácie	0,19—0,59 / 0,29	1,12—2,71 / 1,53

Podľa granulometrického zloženia sú piesky jemno-veľmi jemnozrnné, alebo veľmi jemno-jemnozrnné, väčšinou monomodálne s granulometrickým maximom vo frakcii 0,25—0,1, alebo 0,5—0,25 mm (obr. 8). Frakcia 1—0,5 mm je zastúpená slabo (iba 1 % v polovici študovaných vzoriek); celkove obsah frakcie nad 0,5 mm v laviciach a doskách nepresahuje 10 %. Md zrnitosti je v rozpätí 0,19—0,59, v spodných polohách 0,14—0,19: So je v rozmedzí 1,12—2,71, čiže piesky sú veľmi dobre vytriedené. Celkove sú sľudnaté, zrná ostrohranné.

Štrkový materiál tejto skupiny predstavujú stredné až drobné pieskoštrky a drobné až stredné štrky, prípadne štrkopiesky. V granulometrickom zložení prevládajú frakcie s menším priemerom ako 15 mm (frakcie nad 15 mm tvoria najviac 10 %). Granulometrické maximá sú väčšinou vo dvoch frakciách, čiže štrky sú bimodálne: hlavné granu-

lometrické maximum býva vo frakciách 15—7 mm, vedľajšie vo frakcii pieskov (0,5—0,25, alebo 0,25—0,1 mm) — pozri obr. 8. Md kolíše od 1,3—1,8 (u štrkopieskov) do 1,9—7,0 u štrkov a pieskoštrkov. Vytriedenie štrkov a pieskoštrkov je väčšinou stredné (So je v intervale 1,87—5,16). Vyskytujú sa aj polohy zle vytriedené i nevytriedené. Zaujímavé je, že štrky s najväčším Md (6,8—7,0) sú dobre vytriedené.

Petrografické zloženie štrkového materiálu je v súlade s vysokým stupňom mechanickej diferenciácie. Najväčší podiel (cca 91—95 %) pripadá na kremeň a kremence, z toho tmavé kremence (menej ako 5 %), rohovce 3 %, čiernohnedé rohovce sú ojedinelé. Ostatné horniny tvoria 5,8 % obsahu a podľa D. Minaříkovej (1965) sú to kryštalické bridlice, pieskovce, granitické horniny, vápence, silicity a melafýry.

Celkove sú všetky granulometrické frakcie pomerne dobre vytriedené a dominujú v nich svetlé kremene a kremence (90 %). Rohovce sú zastúpené najmä vo frakciách o ∅ 20—15 mm. Valúniky kremeňa a kremencov majú koeficient sféricity v intervale 0,71—0,76, stredný 0,73, pritom najviac sférické sú valúniky v drobnejšej frakcii (10—7 mm). Stredná hodnota indexu plochosti je 1,58, koeficienta izometričnosti 1,06.

Akumulácia južne od Malaciek

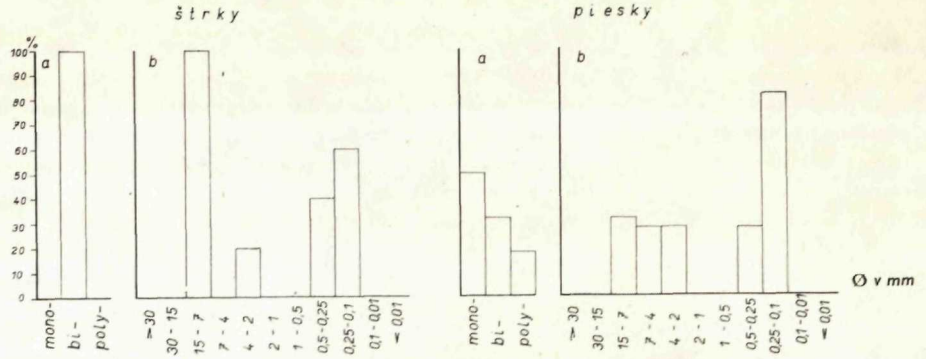
Skladá sa z dvoch lavíc. — Vrchnú tvoria štrky a vrstva piesku (0,3—0,5 m). Pod nimi je lavica pieskov hrdzavohnedej farby, naspodku sivých, jemno-veľmi jemnozrnných, s ojedinelými valúnikmi, šošovkami, resp. doskami jemnozrnných štrkopieskov. Vrstevnatosť pieskov je lavicovitá, málo zreteľná, štrk je horizontálne zvrstvený.

Vrchná lavica má na báze sivohnedý drobný až stredný štrk bimodálny s hlavným granulometrickým maximom vo frakcii 15—7 mm a vedľajším 0,25—0,1 alebo 0,5—0,25 mm; len ojedinele sa vyskytujú valúniky o priemere 15—30 mm, ich celkový obsah však neprevyšuje 7 % (obr. 9). Md štrkov je v intervale 0,36—6,4 a So = 3,35 —6,89. Sú teda stredne vytriedené a nevytriedené (tab. 7).

Pod štrkom leží poloha stredných pieskov s doskami drobného štrku, na ktorých sú cca 0,5 m mocné sivé jemnozrnné štrkopiesky. V petrografickom zložení tiež vysoko prevládajú kremeň a kremence (do 97 %); zriedkavé sú rohovce a kryštalické bridlice. Valúniky kremeňov a kremencov majú vysoký koeficient sféricity (K sfer = 0,76) a nízky index plochosti (K (J) = 1,56).

Z porovnania vyššie opísaných dvoch štrkovo-piesčitých akumulácií so základnými kritériami fluviálnych sedimentov r. Moravy vyplýva, že sa od nich líšia vertikálnym sledom akumulácie (prevláda veľmi hrubá lavicovitá stavba pieskov, prechádzajúca plynule do lavíc štrkov) i litologicky. Štrky a ich odrody majú granulometricky i petrograficky vysoký stupeň mechanickej diferenciácie, sú veľmi dobre vytriedené, sú drobnejšie; najväčší rozdiel je však v tom, že štrky sú väčšinou bimodálne, s hlavným granulometrickým maximom vo frakcii 15—7 mm a vedľajším vo frakcii pieskov (granulometrické maximum vo frakcii 4—2 mm, typické pre fluviálne sedimenty r. Moravy, vyskytujú sa tu veľmi zriedkavo). V ich petrografickom zložení objavujú sa kvalitatívne

Granulometrické zloženie štrkovo-piesčitých akumulácií 2,5—3 km južne od Malaciek



Obr. 9. Histogramy modality; a — modalita, b — výskyt modality vo frakciách

Štatistické údaje granulometrických parametrov tab. 7

Litologický typ	Granulometrické parametre	
	Md	So
štrky a ich variácie	0,36—6,40 / 3,61	3,35—6,89 / 4,73
piesky a ich variácie	0,12—0,34 / 0,61	1,29—2,43 / 1,62

iné horniny (melafýry, silicity a vápence), ktoré nie sú typické pre moravskú znosovú oblasť. Valúniky kremeňa a kremencov majú najnižší index plochosti (K_1 (I) = 1,56—1,58).

Tieto skutočnosti svedčia o odlišných hydrodynamických podmienkach pri transporte a ukladaní sedimentačného materiálu. Sedimenty majú jazerný pôvod a podľa zloženia nepredstavujú materiál r. Moravy, ako to predpokladá J. Hromádka (1935) a po ňom aj A. Sabol (1963, 1965) a D. Minaříková (1965b) 1965c). Na túto skutočnosť som poukázala už skôr (E. Vaškovská 1967).

Fluviálne sedimenty zohorsko-marcheggskej depresie

Na Záhorskej nížine pri úpätí Malých Karpát tiahne sa zohorsko-plavecká depresia, ktorá predstavuje výraznú tektonickú jednotku okrajovej časti Viedenskej panvy (T. Buday—J. Špička 1959). Hraničí na S pri Prievaloch na J v okolí Zohoru a pokračuje do Rakúska ako depresia pri Lassee.

Zohorsko-marcheggská depresia je najjužnejšou časťou zohorsko-plaveckej depresie. Kvartérnu výplň tvoria fluviálne sedimenty r. Moravy (A. Sabol—

D. Minaříková—E. Vaškovská 1964), najmä v jej j. a jz. časti. V sv. a v. časti sa do nich vkliňujú proluviálno-deluviálne sedimenty a viate piesky. Ich mocnosť a litofaciálnu skladbu sme zisťovali tromi hlbšími vrtmi, z ktorých vrt K-8 bol študovaný najpodrobnejšie (obr. 10). Situovaný bol 3 km sz. od Zohora a navŕtal 104 m mocné súvrstvie štrkovo-piesčitých sedimentov s medzivrstvičkami a vrstvičkami ílov (10—40 cm), ktorých podložie tvoria sivé a tmavosivé íly. Na základe litologicko-faciálnych kritérií v štrkovo-piesčitej akumulácii do hĺbky 85 m môžeme vyčleniť celkom 9 rytmov (v zmysle V. Ruchina 1953 — v každom rytme smerom nahor sa materiál zjemňuje, Md klesá. Frakcie častíc nad 30 mm sa vyskytujú hlavne na báze rytmov).

Vyčlenené rytmy môžeme zoradiť do troch skupín: *Prvá skupina rytmov*: 1—0—7,5 m; 2—7,5—12,8 m; (mocnosť 5,3 m); 3—12,8—22,0 m (mocnosť 9,2 m).

Celkove v jednotlivých rytmoch prevláda fácia korytová, resp. subfácia riečneho dna (subfácia pieskoštrkov a ojedinele aj štrkov). Rytmy sú ukončené subfáciou pieskov a štrkopieskov; v rytme 1. a 3. sa zachovala fácia nivných sedimentov (hliny a íly) o mocnosti 1,2 a 0,2 m. V každom rytme sedimenty prechádzajú od hrubých, nevytriedených na báze, do jemnejších, stredne vytriedených. Pieskoštrky sú väčšinou stredné až hrubé, štrky hrubé a štrkopiesky stredno jemnozrnné. Sedimenty sú bimodálne a polymodálne, s granulometrickými maximami vo frakciách: 30—15, 15—7, 4—2, 1—0,5 a 0,5—0,25 mm.

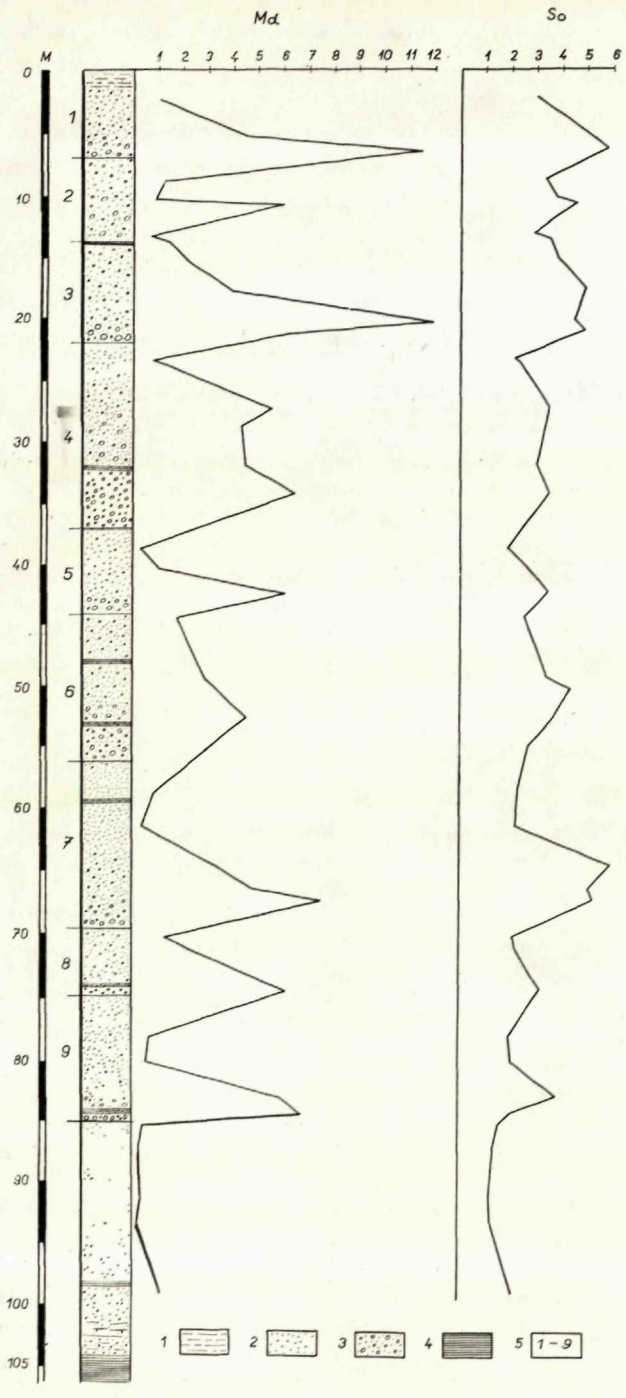
Druhú skupinu tvoria rytmy: 4—22—37 m (mocnosť 15 m); 5—37—44 m (mocnosť 7 m); 6—44—56 m (mocnosť 12 m).

Faciálne zloženie majú podobné ako predošlé rytmy, t. j. prevláda tu fácia riečneho koryta. Podľa granulometrického zloženia ojedinelé štrky sú stredné až hrubé; dominujúce pieskoštrky sú stredné až hrubé a rôznozrnné, štrkopiesky sú rôznozrnné až strednozrnné. Tieto sedimenty sú polymodálne, štrkopiesky ojedinelo bimodálne. Piesky sú rôznozrnné, s prímesou valúnikov, bimodálne a dobre vytriedené. Granulometrické maximá vyskytujú sa v tých istých frakciách ako u sedimentov prvej skupiny rytmov. Miestami sa vyskytujú 15—25 cm vrstvičky ílov (väčšinou piesčitých).

Tretia skupina rytmov: 7—56—69,5 m (mocnosť 13,5 m); 8—69,5—75 m (mocnosť 5,5 m); 9—75—85 m (mocnosť 10 m).

Aj v týchto rytmoch sú litofaciálne pomery podobné ako u predchádzajúcich; len pieskoštrky a štrky na báze sú o niečo hrubšie ako v rytmoch 4—6; v 7. rytme a hlavne v 9. sú viac zastúpené piesky; vyskytujú sa tu aj medzivrstvičky ílov. Md v rytmoch tejto skupiny taktiež klesá zdola nahor.

V hĺbke 85—104 m ide o akumuláciu, tvorenú zvrchu 13 m lavicou pieskov, oddelenú 30 cm vrstvičkou čistého ílu, pod ktorou je lavica štrkopiesku o mocnosti 4,7 m. Piesky sú stredno-jemnozrnné, jemno-veľmi jemnozrnné, s ojedinelými valúnikmi, monomodálne, rovnako ako štrkopiesky. Pod týmito



Obr. 10 Schematický litologický náčrt vrtom K-8

1 – hlinité sedimenty; 2 – piesčité sedimenty; 3 – štrkovo-piesčité sedimenty; 4 – ílovité sedimenty; 5 – čísla rytmov

Fig. 10 Generalized Lithological Sketch of Borehole K-8

1 – Loamy sediments; 2 – Sandy sediments; 3 – Gravelous-sandy sediments; 4 – Clay sediments; 5 – Numbers of rhythms

súvrstviami do hĺbky 115 m sú íly. Monomodálnosť pieskov a štrkopieskov, ich dobrá vytriedenosť a vertikálny sled akumulácie poukazujú na odlišný hydrodynamický režim sedimentácie ako u predošlých rytmov.

Naše výsledky zo zohorsko-marcheggskej depresie môžeme rekapitulovať takto: Mocnosť stanovených deviatich fluviálnych rytmov, superpozične uložených, približne zodpovedajú normálnej mocnosti fluviálnych sedimentov r. Moravy (5,5—15 m); rytmy majú gradačné zvrstvenie. Dominuje v nich korytová fácia. Fácia nivných sedimentov je v nich slabo vyvinutá (mocnosť 20—50 cm), najčastejšie úplne redukovaná. Litologicky ide väčšinou o sedimenty polymodálne, menej bimodálne a len ojedinele monomodálne, polydisperzné, menej bidisperzné. Granulometrické maximá (podobne ako vo fluviálnych sedimentoch r. Moravy) sú prevažne vo frakciách: 30—15, 15—7, 4—2, 1—0,5 a 0,5—0,25 mm.

Fluviálne sedimenty r. Moravy okrem zohorsko-marcheggskej depresie vyskytujú sa aj v priestore označenom T. Budayom (1962) ako *kútska depresia*, v ktorom bolo situovaných 5 strojových vrtov (K-13, ZV-23, ZV-22, RV-7, RV-8). Na základe litofaciálneho štúdia možno o jej výplni uviesť:

Pre štrkovo-piesčitú akumuláciu (mocnosť na okraji 15 m, v strede 41,2 m) je charakteristický zvrchu jeden cyklus, ktorého mocnosť v jednotlivých vrtoch kolíše od 6 do 10,5 m, čo je v rámci normálnej mocnosti sedimentov r. Moravy. Tento cyklus má stavbu typickú pre riečny fluviál, s charakteristickým gradačným zvrstvením, s vyvinutou korytovou fáciou, s menšou subfáciou riečneho dna (2—3 m). Sedimentácia sa začína na báze subfáciou riečneho dna (pieskoštrky s výskytom valúnov ∅ 10—15 cm postupne prechádzajú do štrkopieskov a pieskov) a cyklus sa väčšinou zakončuje fáciou nivných sedimentov.

Sedimenty nachádzajúce sa pod týmto fluviálnym cyklom A. Sabol (1965) a D. Minaříková (1965) označujú ako fluviálne sedimenty r. Moravy a vekove ich začleňujú do *stredného pleistocénu*.

Litofaciálny výskum ukázal (E. Vaškovská 1967), že pre tieto sedimenty oddelené často vrstvami ílu (1—1,5 m) s organickými zvyškami (lignit) je charakteristická lavicovitá stavba (1—2 až 3—4 lavice) väčšinou z pieskov značnej mocnosti (až 12 m). Piesky sú rôznozrnné (Md je v intervale 0,40—0,96), bimodálne, alebo monomodálne, dobre až stredne vytriedené (So = 1,60—2,82).

V centrálnej časti depresie (vrt RV-7) je pod vrchným cyklom a lavicou piesku lavica štrkovo-piesčitá, sedimenty ktorej sú taktiež monomodálne a bimodálne.

Odlišné sú podľa litologického zloženia piesky najspodnejších lavíc, zistené vrtmi RV-7 (36—41,2 m) a RV-8 (22—24,3 m), ktoré sú jemno-veľmi jemnozrnné (Md = = 0,18—0,27), monomodálne, veľmi dobre vytriedené (So = 1,35—1,43) a sľudnaté.

Údaje o štrkovo-piesčitej výplni *kútskej depresie* nasvedčujú tomu, že na stavbe sa podieľajú jednak fluviálne sedimenty Moravy vo forme jedného cyklu asi do hĺbky 6—10,5 m, jednak akumulácia s charakteristickou lavicovitou stavbou (s úlomkami lignitu), prevažne z pieskov (v centrálnej časti depresie

aj zo štrkopieskov). *Charakter stavby a litologické znaky tejto akumulácie svedčia skôr o jej jazernej genéze a sú podobné tým sedimentom, ktoré T. Buday* (1962) *zaraďuje do vrchného pliocénu.*

Celkove o troch vydelených typoch fluviálnych sedimentov r. Moravy na území Záhorskej nížiny na základe litofaciálneho výskumu možno povedať:

Charakter fluviálnych sedimentov r. Moravy v poriečnej nive: vývoj troch fácií (korytovej, nivnej a fácie mŕtvych ramien), pri normálnej mocnosti 6—10 m, ktorej približne 1/3 predstavuje fácia nivných sedimentov, *nasvedčuje tomu, že ide o perstratívnu dynamickú fázu akumulácie* (v zmysle V. V. Lamakina a J. V. Šancera)*.

Fluviálne sedimenty r. Moravy, tvoriace terasové stupne, sú typické jednostupňovou resp. viacstupňovou redukovanou cyklickou stavbou, čo je výsledkom hlavne meandrovania r. Moravy počas akumulácie, a dominuje v nich fácia riečneho koryta (najmä subfácia riečneho dna, menej subfácia korytových plytčín); fácie nivná a mŕtvych ramien bývajú redukované. Mocnosť fluviálnych sedimentov býva 6—12 m; ojedinele sa vyskytujú aj akumulácie 2—3 m mocné, začleňované do skupiny stredných terás a tiež 1,5—3 m mocné, patriace do skupiny vysokých terás.

Tieto akumulácie malej mocnosti v zmysle členenia V. V. Lamakina (1948) so zreteľom na dynamické fázy tvorby fluviálnych sedimentov predstavujú s najväčšou pravdepodobnosťou *instratívny* typ fluviálu r. Moravy. Charakter ich stavby je zrejme podmienený hlavne tým, že sa vyskytujú v miestach relatívnych tektonických zdvihov (T. Buday a kol. 1962), hoci nemalý vplyv na ich redukovanú mocnosť mohla mať aj erózia a deflačná činnosť vetra počas kvartéru.

Konstratívny typ fluviálu r. Moravy je typicky pre zohorsko-marcheggskú depresiu, kde je zistené do hĺbky 85 m 9 fluviálnych, superpozične uložených rytmov. Každý má mocnosť približne v rámci normálnej mocnosti r. Moravy (5,5—15 m) a má gradačné zvrstvenie. Dominuje v nich fácia korytová (sub-

* Dynamické fázy akumulácie fluviálnych sedimentov, zodpovedajúce trom dynamickým fázam činnosti riek v rôznych miestach doliny, zaviedol V. V. Lamakin (1947, 1948, 1950) a tiež J. V. Šancer (1951, 1966). Činnosť riek a charakter dynamických fáz v rôznych častiach doliny závisia hlavne od reliéfu, klímy a neotektoniky. V. Lamakin vyčleňuje tri dynamické fázy, názvy ktorých odvodzuje od latinského slova „sternere", postieľať a „*stratum*" = posteľ s pridaním patričných prípon.

Instratívna alebo „vystlaná" — fáza tvoriaca sa v miestach eróznych dolín.

Perstratívna alebo „prestlaná" — jej vývoj je spojený s prekladaním rieky a sedimentáciou v jednej úrovni.

Konstratívna, alebo „nastlaná" — vzniká sedimentáciou rieky v miestach negatívnych tektonických pohybov.

Každá z týchto dynamických fáz má špecifické znaky litofaciálneho vývoja.

fácia riečneho dna a subfácia korytových plytčín); fácia nivných sedimentov je vyvinutá slabo (mocnosť 20—50 cm) a často býva úplne redukovaná.*

Uvedené fakty, že r. Morava akumulovala *perstratívny* fluviál v jej dnešnej údolnej nive, že niektoré terasy majú *instratívny* charakter a typickým príkladom *konstratívneho* fluviálu je zohorsko-marcheggská depresia, svedčia o tektonickej mobilite územia Záhorskej nížiny. Rôzne dynamické fázy fluviálu podľa V. V. Lamakina (1947, 1948, 1950) a E. V. Šancera (1951, 1966) bývajú totiž spojené predovšetkým s tektonikou územia v čase a priestore. Morava súčasne akumulovala sedimenty v konstratívnej i instratívnej dynamickej fáze, pričom každá zodpovedá iným prejavom tektonických pohybov (instratívna, spojená s miestnym zdvihom, konstratívna — s miestnym poklesávaním). Potvrdzuje to názor T. Budaya—V. Špičku (1959), T. Budaya a kol. (1962), A. Sabola (1965) a i. *o kryhovej tektonickej stavbe územia Záhorskej nížiny* a nasvedčuje tomu, že v nej išlo o súčasné zdvihy a poklesy na rozličných úsekoch aj počas pleistocénu.

Eolické sedimenty (eolické piesky)

Eolické piesky na Záhorskej nížine sú plošne najrozšírenejším kvartérnym sedimentom. Pokrývajú viac ako dve tretiny povrchu územia, ktorému dodávajú špecifický ráz dunovej oblasti. Ležia v dnešnej aluviálnej nive (inundačnom území r. Moravy), na pleistocénnych terasách, väčšinou však na neogénnych, prevažne ílovitých sedimentoch lábsko-lakšárskeho elevačného pruhu, lakšárskej elevácie, malacko-koválovskej depresie a gajarsko-šaštínskej elevácie. (Tektonické jednotky vyčlenené T. Budayom—T. Špičkom 1959 a T. Budayom 1962). Smerom k Malým Karpatom pokrývajú dolné časti kužeľov. Okrem povrchových pieskov sme zistili eolické piesky pochované v *zohorsko-plaveckej depresii* a jej čiastkových depresiách: *sološnickej, perneckej* a *sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie* (T. Buday—V. Špička 1959, T. Buday 1962). pozri obr. 11).

J. Hromádka (1953) uvádza v regionálnom členení pieskov 3 pásma: *centrálne pásmo,* pásmo na *kiripolskom chrbte* a pásmo *jakubovské.* Na základe rozmiestnenia, polohy vo vzťahu ku kvartérnym formám sedimentov, morfológie, ale aj podľa litologických znakov vyčleňujeme tieto regionálne komplexy eolických pieskov: 1. komplex eolických pieskov lábsko-gajarsko-

* Tieto údaje korešpondujú s názormi J. A. Lavrušina (1963, 1966) a E. V. Šancera (1966) o tom, že *konstratívna* dynamická fáza akumulácie fluviálnych sedimentov má podobný charakter bez ohľadu na zónu výskytu (subarktický pás alebo periglaciálna zóna), t. j. superpozičné ukladanie fluviálnych cyklov (fluviálnych cyklotém), v ktorých dominuje fácia korytová a fácia nivných sedimentov, býva väčšinou redukovaná.

-jurského pásma ležiaci zväčša na materskom sedimente (fluviálne sedimenty r. Moravy) a 2. komplex eolických pieskov centrálneho pásma ležiaci prevažne na neogénnych íloch, menej na proluviálnych sedimentoch pri Malých Karpatoch. V týchto dvoch komplexoch sme zistili niekoľko typov eolických pieskov.

Eolické piesky v lábsko-gajarsko-jurskom pásme

Patria sem: *piesky agradačných valov* v inundačnom území r. Moravy; *piesky na nízkych terasách* r. Moravy; *piesky na stredných* a *vysokých terasách* r. Moravy.

Piesky agradačných valov vyskytujú sa vo forme viac-menej osamelých miernych presypov v priestoroch poriečnej nivy (mocnosť cca 2—2,5 m) a majú tu skôr charakter fluviálno-eolických pieskov, podobne ako v okolí Čenkovského lesa (I. Vaškovský—E. Vaškovská 1970).

Granulometricky sú rôznozrnné, miestami jemno-strednozrnné, väčšinou bidisperzné a polydisperzné. Sú monomodálne, s granulometrickým maximom vo frakcii 1—0,5, 0,5—0,25 a 0,25—0,1 mm.

Intervaly stredného priemeru zŕn (Md), koeficientu vytriedenosti (So) a ich stredné hodnoty pre eolické piesky inundačného územia a ostatné typy sú uvedené v tabuľke 8.

tab. 8

Granulometrické zloženie eolických pieskov lábsko-gajarsko-jurského komplexu

Typ eolických pieskov	Granulometrické koeficienty	
	Md	So
agradačné valy	0,15—0,60 / 0,38	1,29—2,06 / 1,65
nízke terasy	0,18—0,46 / 0,30	1,18—1,88 / 1,66
stredné a vysoké terasy	0,15—0,23 / 0,20	1,18—1,58 / 1,37

Eolické piesky nízkych terás predstavujú hlavnú časť komplexu pieskov lábsko-gajarsko-jurského pásma. Majú formu plošných pokrovov a jednoduchých, často výrazných presypov a presypových komplexov s relatívnou výškou 1—5 m a mocnosťou 0,4—10 m. Prechod od podložných fluviálnych sedimentov býva plynulý alebo ostrý.

Granulometricky sú veľmi pestré, jemnozrnné, strednozrnné a rôznozrnné, väčšinou sú bidisperzné, menej polydisperzné, monomodálne, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,5—0,25, alebo 0,25—0,1 mm. Md v intervale 0,18—0,46, So 1,18—1,88.

Eolické piesky agradačných valov a nízkych terás ako celok sa vyznačujú nízkym stupňom eolického vývoja (E. Vaškovská 1963, 1967).

Eolické piesky ležiace na stredných a vysokých terasách r. Moravy sú jemnozrnnejšie (Md menej ako 0,25) a vytriedenejšie (So menej ako 1,58). Sú lepšie opracované (E. Vaškovská 1963, 1967), čiže majú dlhší eolický vývoj, sú väčšinou monodisperzné, menej bidisperzné, monomodálne, granulometrické maximum býva vo frakcii 0,5—0,25, alebo 0,25—0,1 mm. Na genetickom diagrame ležia v zóne typických eolických pieskov.

Eolické piesky centrálneho komplexu

Tvoria rozsiahlu, pomerne súvislú dunovú oblasť. Vytvárajú pomerne vysoké presypy s výrazným reliéfom (relat. prevýšenie 20—30 m). Typickým komplexom presypov je oblasť Perneckých vŕškov, Malej a Hrubej hviezdy, Orlovské vŕšky, Krížnica a iné. V porovnaní s eolickými pieskami lábsko-gajarsko-jurského komplexu dosahujú v čiastkových depresiách pod M. Karpatmi miestami väčšie mocnosti (napr. 2—3 km v. a sv. od Plaveckého Mikuláša a j. od Mikulášova majú celkovú mocnosť 40—50 m a 4 km sv. od Plaveckého Štvrtka dokonca 80 m). Litologické vlastnosti eolických pieskov centrálnej oblasti boli študované na cca 130 vzorkách z vrtov, rýh a odkryvov (výsledky sú uvedené v tab. 9).

Granulometrické zloženie eolických pieskov centrálneho komplexu tab. 9

Masívy (rajóny)	Granulometrické koeficienty	
	Md	So
1	0,23—0,53 / 0,34	1,26—1,93 / 1,56
2	0,21—0,38 / 0,26	1,20—1,46 / 1,32
3	0,17—0,33 / 0,28	1,12—1,60 / 1,39
4	0,22—0,37 / 0,28	1,22—1,68 / 1,46
5	0,20—0,41 / 0,27	1,19—1,57 / 1,41

Podľa regionálneho rozmiestnenia a litologických vlastností eolických pieskov v centrálnom komplexe sme vyčlenili 5 masívov (rajónov).

1. *Masív šaštínskeho lesa* (rozprestiera sa s. od Šaštína, na Z smerom cez Borský Jur — Závod, na J približne po líniu Závod—Lakšárska Nová Ves a na V hranica prechádza po línii Lakšárska Nová Ves—Šaštín).

Jeho eolické piesky boli študované v 3 vrtoch (zistená mocnosť 9—16,5 m). Podľa disperzity ich možno rozdeliť na 3 horizonty: zvrchu sú hrubšie (Md 0,53—0,39 a So = 1,70), v strede jemnejšie (Md = 0,28, So = 1,55—1,38). Na báze sú zase hrubšie (Md = 0,30, So = 1,32—1,35). Celkove však v smere SZ—JV a so stúpajúcou výškou sa piesky zjemňujú a sú lepšie vytriedené. Piesky sú rôznozrnné, bidisperzné, ojedinele polydisperzné, monomodálne, v spodných vrstvách slabo hlinité, sivé s modrastým odtieňom.

2. *Masív v. od šaštínskeho lesa* (ohraničený je na S a SV riekou Myjavou, na V a J potokom Rudava. Od Malých Karpát je oddelený zamokrenou depresiou).

Ich mocnosť je kolísavá (13—32 m); sú monomodálne, bidisperzné (Md = 0,21—0,38), granulometrické maximum vo frakcii 0,5—0,25 mm alebo 0,25—0,1 mm. Sú veľmi dobre vytriedené (So = 1,20—1,46). Na báze sa piesky zjemňujú; pribúda v nich frakcia 0,25—0,1 mm. Pod eolickými pieskami je súvrstvie horšie vytriedených, zahlinených pieskov.

3. *Masív s. od potoka Rudava*; na Z jeho hranica ide približne po čiaru Veľké Leváre—Závod, na V po čiare cez obec Studienka, približne smerom na S. Mocnosť eolických pieskov tohto rajónu nebola zistená.

Piesky sú väčšinou veľmi jemno-jemnozrnné, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,5—0,25 mm (44—55 %), menej sú piesky jemno-veľmi jemnozrnné, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,25—0,1 mm, hlavne vo v. časti masívu a v doline potoka Rudava. Md pieskov je v intervale 0,17—0,33, sú veľmi dobre vytriedené (So = 1,12—1,60).

4. *Masív sa primkýňa bezprostredne k M. Karpatom*; na S je ohraničený potokom Rudava, na Z líniou Malacky—Veľké Leváre, na J potokom Malina. Okrem typických eolických pieskov vyskytujú sa tu aj piesky resedimentované (okolie Malaciek).

Mocnosť eolických pieskov tohto rajónu a centrálnej oblasti ako celku ovplyvňuje morfológia podložných ílov; podľa toho sa mocnosť pohybuje od 1—2 m do 12 m, pričom v severnej časti sa zväčšuje na 8—12 m a bližšie k M. Karpatom dosahuje 18,5 m. Piesky sú väčšinou bidisperzné, monomodálne, jemno-veľmi jemnozrnné, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,25—0,1 mm. Menej pieskov je veľmi jemno-jemnozrnných (granulometrické maximum vo frakcii 0,5—0,25 mm). Obsah frakcie 0,25—0,1 mm je väčšinou v intervale 45—55 %, inokedy presahuje až 60 %. Md je najviac v intervale 0,21—0,25, zriedka 0,25—0,30. Piesky sú veľmi dobre vytriedené (So = 1,2—1,7).

5. *Masív predstavuje jv. okraj centrálneho komplexu* a rozprestiera sa j. od potoka Malina; na Z je ohraničený približne líniou Malacky, Plavecký Štvrtok—Zohor. Na V jeho hranica prechádza zhruba cez Lozorno, Jabloňové, Pernek a Kuchyňu.

Eolické piesky sú morfologicky veľmi členité; tvoria presypové komplexy, naložené na seba do značných relatívnych výšok (25—30 m). Ich celková mocnosť je 40 m—80 m. Podľa granulometrického zloženia, sú jemno-veľmi jemnozrnné (jemnejšie ako v ostatných masívoch; maximum sa viac vyskytuje vo frakcii 0,25—0,1 mm (55—60 %). Vytriedenosť je veľmi dobrá (So väčšinou menej ako 1,40, ojedinele 1,41—1,57). Piesky sú monomodálne, bidisperzné a v komplexoch presypov sú aj monodisperzné, s obsahom frakcie 0,25—0,1 mm (70 % i viac).

Proluviálne resp. proluviálno-deluviálne sedimenty a pochované eolické piesky

Rozšírené sú na celom území Záhorskej nížiny na bezprostrednom styku v. okraja nížiny a úpätia Malých Karpát. Vyskytujú sa jednak na *elevá*ciách a jednak spolu s eolickými pieskami, deluviálnymi a organickými sedimentmi tvoria *výplň zohorsko-plaveckej depresie* a jej čiastkových depresií *perneckej, sološníckej* a *sv. časti zohorsko-marcheggskej.*

Proluviálne sedimenty na elevá*ciách* majú neveľké mocnosti (0,5—5 m), prevláda v nich pestrý, dosť navetraný, prevažne štrkový materiál s rôznym stupňom zahlinenia.

V čiastkových depresiách (obr. 12) je sedimentačná výplň pestrá; tvoria ju sedimenty rôznej mocnosti (miestami do hĺbky cca 100 m — pernecká depresia) a genézy: *eolické piesky, sedimenty proluviálne, proluviálno-deluviálne, eolicko-deluviálne* a *organické.*

Na priestorové rozmiestnenie, pestrosť a vzájomné vzťahy medzi jednotlivými typmi sedimentov mali vplyv viaceré činitele, najmä činnosť mladých tektonických pohybov poklesového charakteru, transportačná a akumulačná činnosť vetrov z. a sz. smeru zo strany nížiny. Sedimentačné pomery značne ovplyvnil aj materiál prinesený potokmi z Malých Karpát a soliflukčno-zmyvové procesy zo svahov pohoria.

Bližšie ku Karpatom, v sedimentačnej výplni depresie, kde proluviálne toky mali väčšiu silu, dominujú proluviálno-deluviálne sedimenty; eolické piesky buď vôbec nie sú prítomné (vrt K-5), alebo majú len málo mocné, väčšinou zahlinené polohy s úlomkami malokarpatských hornín (vrt K-7), prípadne tvoria iba prímes v proluviálno-deluviálnych sedimentoch. Takýto charakter stavby je typický pre v. okraj sološníckej depresie. Ďalej od Karpát v s. a sz., z. a jz. časti zohorsko-plaveckej depresie, kde hydrodynamický režim proluviálnych tokov stráca svoju silu (vzhľadom na miernejší reliéf a vzdialenosť od Karpát), dominujú v sedimentačnej výplni depresie eolické piesky a hlinito-ílovité sedimenty tvoria málo mocné vložky.

Celkove v sedimentačnej výplni depresie perneckej, sološníckej a v sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie možno vyčleniť 5 typov sedimentácie.

Prvý typ sedimentácie: eolické piesky tvoria podstatnú časť výplne najmä na z. okrajoch perneckej a sološníckej depresie a sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie; siahajú približne do hĺbky 40—50 m (z. od Perneka až 80 m). V rámci ich sledu vo väčšine prípadov sú malé vložky proluviálno-deluviálnych sedimentov (mocnosti 1—3 m), rozdeľujúce komplex na 2 až 4 horizonty (mocnosť jednotlivých horizontov cca 15 m, spodnejších cca 8—10 m).

Druhý typ je charakteristický pre centrálne časti depresie; dominujú eolické piesky a spolu s proluviálno-deluviálnymi sedimentmi tvoria (2—3) až 4 sedimentačné cykly.

Tretí typ sedimentácie s prevahou proluviálno-deluviálnych sedimentov a eolických pieskov podradnej mocnosti (často zahlinené), s úlomkami malokarpatských hornín (eolicko-deluviálne piesky) sme zistili v perneckej depresii a v sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie.

Štvrtý typ sedimentácie s absolútnou prevahou proluviálno-deluviálnych sedimentov s podradným zastúpením vrstiev s obsahom hlín a ílov, prípadne s 1—4 horizontmi eolických pieskov čistých, alebo s úlomkami hornín (eolicko-deluviálnych): typický je pre sološnícku depresiu, jej v. a jv. časť.

Piaty typ sedimentácie je charakteristický pre spodné polohy; tvoria ho mocné vrstvy ílov a hlín, proluviálne štrky tvoria len vložky. V sološníckej depresii vystupuje bližšie k povrchu (cca 20 m) väčšinou 40—50 m, ojedinele pod 85 m. V perneckej depresii je zistený v hĺbke 40—50 m a pod 50 m, v zohorsko-marcheggskej 30 až 60 m.

Vertikálny sled akumulácie v čiastkových depresiách (sološníckej, perneckej a zohorsko-marcheggskej) je charakteristický superpozičným ukladaním väčšinou troch sedimentačných cyklov z odlišných genetických typov, čo súvisí predovšetkým s klimatickými osciláciami a charakterom podložného reliéfu. Sedimentačné cykly na báze tvorí poloha proluviálno-deluviálnych sedimentov s ostrohrannými a poloopracovanými úlomkami malokarpatských hornín. Tie postupne prechádzajú do eolických pieskov, resp. horizontov eolických pieskov, v spodných partiách často zahlinených alebo s úlomkami hornín. Smerom ku Karpatom sa mocnosť proluviálnych sedimentov zväčšuje.

Sedimentačný cyklus z hľadiska klimatického predstavujú vlastne mocné horizonty eolických pieskov, súvisiace s klimatickými obdobiami štadiálov, resp. glaciálov. Proluviálne štrky na bázach cyklov zodpovedajú soliflukčným sedimentom v definícii K. Žeberu (1953, 1958) a sú charakteristické, podobne ako eolické piesky pre štadiály, resp. glaciály, *sedimenty troch sedimentačných cyklov* (proluviálne sedimenty na báze a horizont eolických pieskov nad ním) *reprezentujú teda glaciály*. To zodpovedá ich dvom klimatickým štádiám, ktoré odporúča rozlišovať J. A. Lavrušin (1963) na základe palynologických výskumov I. P. Gričuka a M. P. Gričukovej. *Prvé štádium (studené a vlhké) kriogigrotické*, ktorému v našom prípade zodpovedajú proluviálno-

deluviálne sedimenty na báze, *druhé štádium (studené a suché) kriokserotické*, ktorému zodpovedajú horizonty eolických pieskov.

Sedimenty medzi cyklami alebo horizontmi, zodpovedajúce interštadiálom, resp. interglaciálom, sú podľa K. Žeberu (1953, 1958) ronové sedimenty a organické sedimenty, ktoré in situ sú zachované veľmi zriedkavo, lebo sú pravdepodobne hrubším materiálom nasledujúceho sedimentačného cyklu väčšinou erodované a resedimentované; azda aj preto sú proluviálne štrky v spodných polohách pomerne často viac zahlinené (vrty ZV-16, ZV-6, ZV-7 a iné) (obr. 12).

V centrálnej časti perneckej depresie medzi vrchným a stredným superpozične uloženým cyklom (proluviálno-deluviálne sedimenty a horizont eolických pieskov nad ním) zistil E. Krippel (1965) v organických sedimentoch interglaciálnu flóru. Okrem toho medzi horizontmi eolických pieskov (2 a 3 — vrt K-1) a medzi vrchným a stredným sedimentačným cyklom (vrt ZV-16) vystupujú zahlinené proluviálne štrkopiesky až prachovité, hrdzavoškvrnité íly, charakterom pripomínajúce škvrnité pôdy.

Klimatické oscilácie v jednotlivých glaciáloch sa prejavujú vo forme tmavohnedých šmúh a medzivrstvičiek, (napr. v jz. časti perneckej depresie v hĺbkach 5—7 a 6—8 m vrty ZV-10, K-1) a ich vývoj je pravdepodobne viazaný na würmské interštadiály.

Litologický charakter eolických pieskov a proluviálny resp. proluviálno-deluviálnych sedimentov sme študovali vo väčšine vrtov situovaných v depresiách.

Eolické piesky v zohorsko-plaveckej depresii (jej čiastkových depresiách: *sološnickej, perneckej a zohorsko-marcheggskej*) sú podľa granulometrického zloženia a opracovanosti podobné povrchovým eolickým pieskom a majú približne podobné granulometrické parametre (Md a So); na genetickom diagrame sú väčšinou spolu s eolickými pieskami (E. Vaškovská 1963). Celkove sú monomodálne, bidisperzné, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,5—0,25 mm alebo 0,25—0,1 mm; vyskytujú sa medzi nimi aj resedimentované piesky (eolicko-deluviálne) s úlomkami hornín najmä bližšie ku Karpatom a v spodných častiach horizontov.

V sološnickej depresii piesky 1. horizontu sú väčšinou jemno-veľmi jemnozrnné, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,25—0,1 mm, len v západnej časti sú veľmi jemno-jemnozrnné. Md je v intervale 0,17—0,26, ojedinele 0,28—0,32. So = 1,18—1,46, ojedinele 1,74—2,21. Piesky 2. a 3. horizontu sú hrubšie, veľmi jemno-jemnozrnné, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,5—0,25 mm. Md = 0,23—0,28 a So = 1,14—1,46.

V perneckej depresii sú vo v. časti eolické piesky 1. a 2. horizontu jemnejšie (granulometrické maximum je vo frakcii 0,25—1 mm) ako v z. časti (granulo-

metrické maximum je vo frakcii 0,5—0,25 mm), čo bolo pravdepodobne ovplyvnené aj silou a smerom vetra (Z a SZ). Md = 0,24—0,26, ojedinele 0,32. So v intervale 1,27—1,53, ojedinele 1,62. Piesky povrchové (do hĺbky 2—5 m) sú jemnejšie, s granulometrickým maximom vo frakcii 0,25—0,1 mm. Md = = 0,21—0,25, So = 1,14—1,49.

Eolické piesky *zohorsko-marcheggskej depresie* (sv. časť) podobne ako v perneckej depresii majú granulometrické maximum vo frakcii 0,5—0,25 mm. Md = 0,26—0,32, ojedinele 0,34—0,46, So = 1,43—1,58, ojedinele 1,64—1,76.

Spodné horizonty (3—4) eolických pieskov v perneckej a sološnickej depresii majú hrubšie granulometrické zloženie ako v 1. a 2. horizonte (granulometrické maximum 0,5—0,25 mm). Majú väčšinou vyšší koeficient Md — viac ako 0,25, väčšinou v intervale 0,32—0,36 a piesky sú tiež veľmi dobre vytriedené (So = 1,32—1,48). Potvrdzujú to naše predpoklady, že piesky štrkovo-piesčitej akumulácie medzi Závodom a Studienkou pravdepodobne nemohli slúžiť ako rezervoár pre eolické piesky týchto horizontov. Piesky týchto akumulácií sú veľmi jemnozrnné až práškovité, ich granulometrické maximum je vo frakcii 0,25—0,1 mm alebo 0,5—0,25 mm (obsahujú len malé množstvo frakcie 1—0,5 mm alebo ju vôbec neobsahujú). Naviac sú ostrohranné, takže pri transporte a lepšej opracovanosti by sa ich priemer ešte zmenšil.

Proluviálne a proluviálno-deluviálne sedimenty v depresiách sa vyskytujú v rôznych granulometrických variáciách (od hlín piesčitých až po veľmi hrubý štrk). Vo vertikálnom a horizontálnom smere sú to štrky. stredné až hrubé (Md v intervale 6—30), polydisperzné, polymodálne, s 3 až 4 granulometrickými maximami (2 až 3 vo frakcii štrkov a jedno vo frakcii pieskov). Sú väčšinou stredne a zle vytriedené až nevytriedené (So väčšie ako 2).

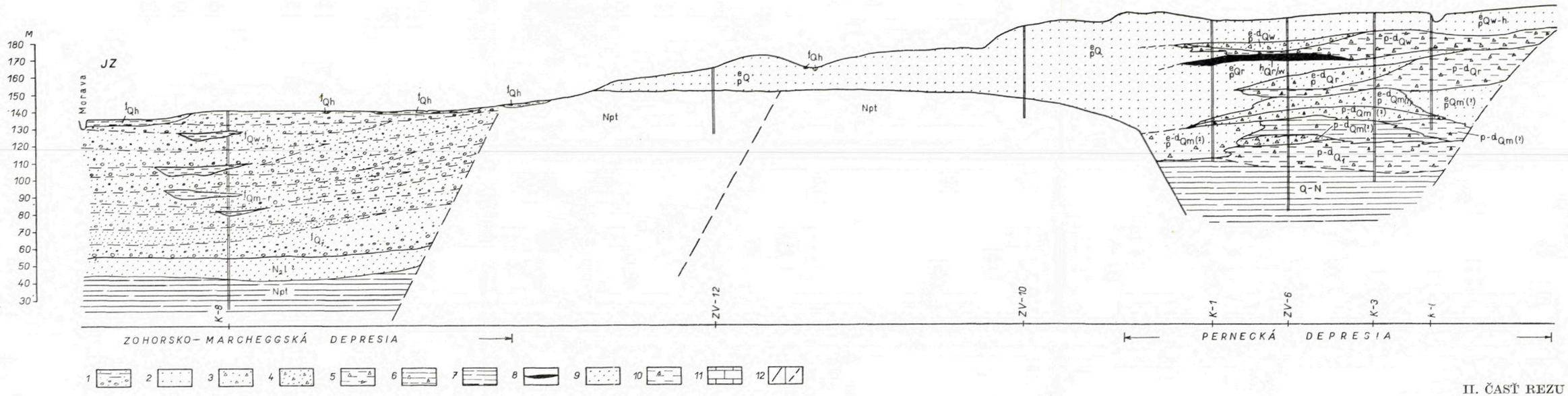
Štrky a pieskoštrky sú zahlinené hlavne na elevá ciách a v spodnejších partiách smerom hore bývajú viac piesčité, až prechádzajú do pieskov s úlomkami hornín.

Hliny, vyskytujúce sa hlavne medzi horizontmi a cyklami, podľa granulometrického zloženia sú väčšinou menej piesčité, s úlomkami hornín, polymodálne; jedno granulometrické maximum je väčšinou vo frakcii 0,05—0,01 mm, ostatné vo frakciách ílov a štrkov.

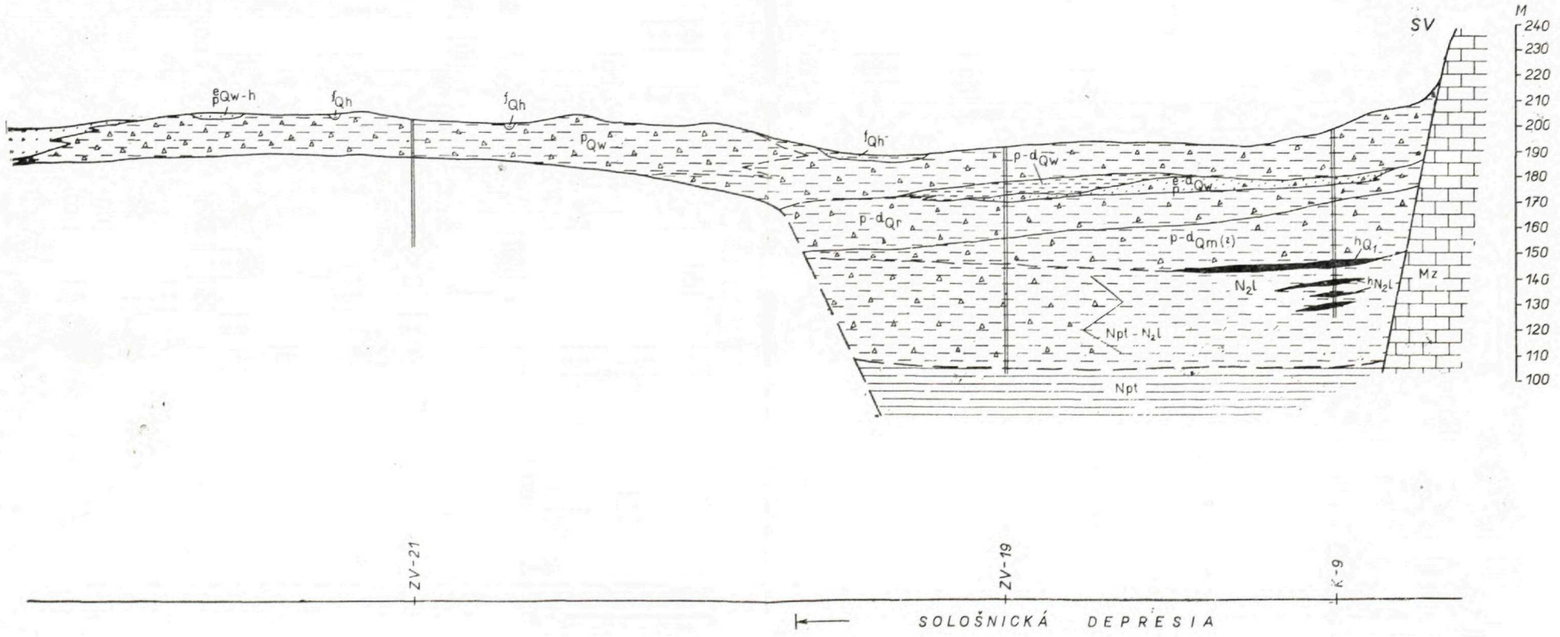
Poznámky k paleogeografickému vývoju Záhorskej nížiny v kvartéri

Vývoj opisovaných genetických typov sedimentov prebiehal v jednotlivých častiach nížiny s diferencovanou intenzitou. V zásade sa však podroboval určitým zákonitostiam, prispôsobujúc sa charakteru reliéfu predkvartérneho podložia, tektonickému režimu, dĺžke klimatických oscilácií počas kvartéru, atď. V dôsledku vzájomného pôsobenia týchto činiteľov menila sa v určitých

I. ČASŤ REZU



II. ČASŤ REZU

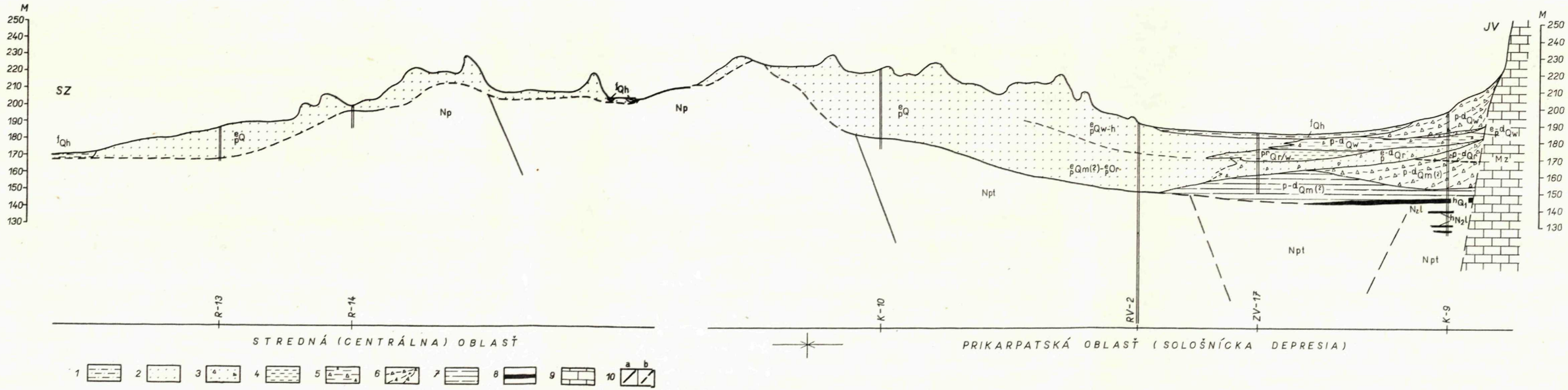


Obr. 12. SCHEMATICKÝ GEOLOGICKÝ REZ KVARTÉRNYMI SEDIMENTAMI ZÁHORSKEJ NÍŽINY (LÍNIA 5—6)

1 — fluviálne štrkovo-piesčité-hlinité sedimenty ($^{f}Q_1$, ^{f}Qm-r, ^{f}Qw-h, ^{f}Qh); 2 — eolické piesky ($^{e}_{p}$Qm(?), $^{e}_{p}$Qr, $^{e}_{p}$Qw-h, $^{e}_{p}$Qh, $^{e}_{p}$Q); 3 — eolicko-deluviálne sedimenty piesčité s úlomkami hornín ($^{e-d}_{p}$Qm(?), $^{e-d}_{p}$Qr, $^{e-d}_{p}$Qw); 4 — proluviálno-deluviálne sedimenty piesčito-štrkovité ($^{p-d}$Qm(?), $^{p-d}$Qr, $^{p-d}$Qw); 5 — proluviálno- deluviálne, proluviálne sedimenty piesčito-štrkovité zahlinené ($^{p-d}Q_1$, $^{p-d}$Qm(?), $^{p-d}$Qr, $^{p-d}$Qw, ^{p}Qw); 6 — proluviálno-deluviálne sedimenty flovité s úlomkami hornín ($^{p-d}$Qw); 7 — sedimenty problematickej genézy a veku, flovité (Q-N); 8 — organické sedimenty — humulity ($^{h}N_2l$, $^{h}Q_1$, ^{h}Qr/w); 9 — neogénne piesky (N_2l?); 10 — neogenné flovito-hlinité sedimenty s prechodom do štrkovitých (Npt, Npt-N_2l); 11 — mezozoické horniny (Mz); 12 — zlomy: a — overené, b — predpokladané

Fig. 12. GENERALIZED GEOLOGICAL SECTION OF THE QUARTERNARY OF THE ZÁHORSKÁ NÍŽINA LOWLAND (LINE 5—6)

1 — Fluvial gravelous-sandy-loamy sediments ($^{f}Q_1$, ^{f}Qm-r, ^{f}Qw-h, ^{f}Qh); 2 — Eolian sands ($^{e}_{p}$Qm(?), $^{e}_{p}$Qr, $^{e}_{p}$Qw-h, $^{e}_{p}$Qh, $^{e}_{p}$Q); 3 — Eolian-deluvial sandy sediments with rock fragments ($^{e-d}_{p}$Qm(?), $^{e-d}_{p}$Qr, $^{e-d}_{p}$Qw); 4 — Proluvial-deluvial gravelous sandy sediments ($^{p-d}$Qm(?), $^{p-d}$Qr, $^{p-d}$Qw); 5 — Proluvial-deluvial, Proluvial gravelous- sandy clayey sediments ($^{p-d}Q_1$, $^{p-d}$Qm(?), $^{p-d}$Qr, $^{p-d}$Qw, ^{p}Qw); 6 — Proluvial-deluvial clay sediments with rock fragments ($^{p-d}$Qw); 7 — Sediments of problematic genesis and age, clays (Q-N); 8 — Organic sediments- humulites ($^{h}N_2l$, $^{h}Q_1$, ^{h}Qr/w); 9 — Neogene sands (N_2l); 10 — Neogene clayey- loamy sediments passing into gravelous (Npt, Npt- N_2l); 11 — Mesozoic roks (Mz); 12 — Faults: a — Verified, b — Supposed



Obr. 11. SCHEMATICKÝ GEOLOGICKÝ REZ KVARTÉRNYMI SEDIMENTAMI ZÁHORSKEJ NÍŽINY (LÍNIA 3—4)

1 — fluviálne piesčito-hlinité sedimenty (^{f}Qh); 2 — eolické piesky ($^{e}_{p}$Qm?) — $^{e}_{p}$Qr, $^{e}_{p}$Qw-h, $^{e}_{p}$Q); 3 — eolicko-deluviálne sedimenty s úlomkami hornín ($^{e}_{p}$$^{-d}$Qr, $^{e}_{p}$$^{-d}$Qw); 4 — problematické sedimenty ílovité (^{pr}Qr/w); 5 — proluviálno-deluviálne piesčito-štrkovité sedimenty zahlinené ($^{p-d}$Qw); 6 — proluviálno-deluviálne sedimenty prevažne štrkovo-piesčité zahlinené ($^{p-d}$Qm(?), $^{p-d}$Qr, $^{p-d}$Qw); 7 — proluviálno-deluviáne sedimenty prevažne hlinité ($^{p-d}$Qm(?); 8 — organické sedimenty-humulity (^{h}Q$_1$, ^{h}N$_2$1); 9 — mezozoické horniny (Mz); 10 — zlomy: a — overené, b — predpokladané

Fig. 11. GENERALIZED GEOLOGICAL SECTION OF THE QUATERNARY SEDIMENTS OF THE ZÁHORSKÁ NÍŽINA LOWLAND (Line 3—4)

1 — Fluvial sandy loamy sediments (^{f}Qh); 2 — Eolian sands ($^{e}_{p}$Qm(?) — $^{e}_{p}$Qr, $^{e}_{p}$Qw-h, $^{e}_{p}$Q); 3 — Eolian- deluvial sandy sediments with rock fragments ($^{e-d}$Qr, $^{e}_{p}$$^{-d}$Qw); 4 — Problematic sediments, clayey (^{pr}Qr/w); 5 — Proluvial-deluvial gravelous- sandy clayey sediments ($^{p-d}$Qw); 6 — Proluvial-deluvial, predominatly gravelous-sandys, loamy sediments ($^{p-d}$Qm(?), $^{p-d}$Qr, $^{p-d}$Qw); 7 — Proluvial-deluvial predominatly loamy sediments ($^{p-d}$Qm(?); 8 — Organic sediments- humulites (^{h}Q$_1$, ^{h}N$_2$1); 9 — Mesozoic rocks (Mz); 10 — Faults: a — Verified, b — Supposed

úsekoch Záhorskej nížiny aj sedimentogenetická povaha a intenzita pôsobenia fyzikálno-geografických činiteľov, čo sa odrazilo aj v priestorovom rozmiestnení jednotlivých genetických typov, ich pestrej stavbe, litofaciálnom zložení a pod.

Všeobecne možno na Záhorskej nížine vyčleniť tri oblasti: I — *primoravskú*, II — *strednú (centrálnu)* a III — *prikarpatskú* (obr. 1). Každá z nich má špecifický geologický vývoj, dominanciu pôsobenia určitého geologického agenta a prevládajúci genetický typ sedimentov, resp. komplex typov s charakteristickým cyklickým zložením.

Primoravská oblasť — oblasť pôsobenia akumulačnoeróznej činnosti r. Moravy. Z kvartérnych genetických typov dominujú fluviálne sedimenty r. Moravy, miestami prekryté eolickými pieskami (lábsko-gajarsko-jurský komplex — E. Vaškovská 1963, 1967) ako výsledok deflačnej a čiastočne i akumulačnej činnosti vetra.

Začlenenie fluviálnych sedimentov tejto oblasti podľa veku: sedimenty fácie mŕtvych ramien a nivnej fácie poriečnej nivy r. Moravy, resp. jej prítokov zaraďujem do *holocénu* a dnovú výplň (fácia korytová) *do vrchného pleistocénu*. Predpokladám, že v tomto období dochádzalo aj k formovaniu nízkych terasových stupňov. Vývoj stredných terasových stupňov zodpovedá strednému pleistocénu. Zvyšky štrkovopiesčitých akumulácií vysokých terás považujem za staropleistocénne.

Eolické piesky tejto oblasti sa tvorili hlavne v období vrchného pleistocénu až holocénu. Za najmladšie považujem eolicky modelované piesky agradačných valov, ktoré zaraďujem do holocénu.

Stredná (centrálna) oblasť — oblasť pôsobenia deflačno-akumulačnej, najmä akumulačnej činnosti vetra s dominantou eolických pieskov na miocénnych a najmä pliocénnych aleuritopelitických, menej psamitových a psefitových sedimentoch. Táto oblasť zhrubá zaberá lábsko-lakšársky elevačný pruh, lakšársku eleváciu a priľahlú v. časť malacko-koválovskej depresie (v zmysle členenia T. Budaya—V. Špičku 1959, T. Budaya a kol. 1962).

Eolické piesky tejto oblasti (z. časť centrálneho komplexu eolických pieskov, E. Vaškovská 1963, 1967) sú staršie ako piesky primoravskej oblasti. Mohli byť vyvievané aj v obdobiach starších ako würm, ale ich reliéf je väčšinou (na Záhorí vôbec) asi výsledkom činnosti vetra vo fáze würm — holocén, čo sa niekedy stotožňuje s ich vekom. Použitie paleontologických metód sa dá využiť len minimálne (temer úplná sterilnosť pieskov), hlavne v rašeliniskách medzidunových znížení. Tie sa však obmedzujú len na mladý holocén (E. Krippel—M. Ružička 1959), a tak presnejšie určenie veku eolických pieskov centrálneho pásma a terasových akumulácií, z ktorých boli vyvievané, naráža na značné ťažkosti. Jednotlivé terasové stupne r. Moravy sa totiž odlišujú predovšetkým iba kvantitatívnym zastúpením ťažkých minerálov

(D. Minaříková 1965). Dĺžka eolického vývoja (eolická diferenciácia) môže však relatívne zmeniť aj litologické vlastnosti pôvodného materiálu (materského sedimentu), v našom prípade prevažne fluviálnych pieskov r. Moravy.

Štrkovo-piesčité akumulácie spadajúce do tejto oblasti (priestor medzi Závodom a Studienkou) *sú jazerné a r. Morave nepatria* (E. Vaškovská 1967), *čo naznačuje z hľadiska paleogeografického vývoja, že rieka Morava do tejto* časti územia (stredná oblasť) *nezasahovala a v súlade s názorom* T. Budaya 1962, *predstavovala vnútropanvový elevačný pruh, ktorý bol v ponte sčasti zaplavený a vo vyššom pliocéne sa stal súšou.*

Prikarpatská oblasť — vyznačuje sa najmä pôsobením proluviálnych potokov zo strany Malých Karpát a činnosťou vetra, a preto zahrňuje nielen okrajovú kryhovú malokarpatskú oblasť, ale aj zohorsko-plaveckú depresiu v zmysle T. Budaya (1962).

Zatiaľ čo jej ohraničenie v predkvartérnych útvaroch je výrazné, v kvartéri najmä na styku so strednou oblasťou je maskované povrchovými eolickými pieskami. Ich veľké mocnosti a cyklické striedanie s proluviálno-deluviálnymi sedimentmi sú však typickým znakom prikarpatskej oblasti.

Pre čiastkové depresie zohorsko-plaveckej depresie je charakteristická viac cyklická stavba so superpozičným ukladaním sedimentačných cyklov (rytmov) zložených jednak z proluviálnych, proluviálno-deluviálnych sedimentov, eolických a eolicko-deluviálnych pieskov a organických sedimentov pre čiastkové depresie — pernecku, sološnícku a sv. časť zohorsko-marcheggskej depresie, a jednak z fluviálnych cyklov (cyklotém) r. Moravy (j. a jz. časť zohorsko-marcheggskej depresie — pozri obr. 12).

Superpozičné ukladanie sedimentačných cyklov (proluviálno-deluviálne sedimenty a eolické piesky), resp. horizontov eolických pieskov je charakteristické hlavne pre pernecku depresiu, kde *vrchný* cyklus siaha do hĺbky 18—24 m a zodpovedá *vrchnému pleistocénu*, pretože v podloží tohto cyklu E. Krippel (1965) zistil v organických sedimentoch interglaciálnu flóru a nachádzajú sa v ňom aj sedimenty pripomínajúce fosílne škvrnité pôdy.

Ďalší (druhý) sedimentačný cyklus siaha v perneckej depresii približne do hĺbky 42—44 m a v jz. časti až do hĺbky 60 m, v sološníckej depresii do hĺbky 22—49 m a sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie do hĺbky 38—40 m. Tento (druhý) cyklus, resp. druhý horizont eolických pieskov zodpovedá najskôr *strednému pleistocénu.*

Pod týmto cyklom, oddeleným niekedy vrstvou zahlinených štrkopieskov (vrt K-1) až červenohnedej hliny (fosílna pôda? — vrt ZV-7) nasleduje *tretí* (vrt ZV-6, ZV-7), *prípadne aj štvrtý cyklus* (vrt K-3, K-6), v hĺbke 44—58 m. Vo v. časti depresie siaha len do hĺbky 34 m, kým jz. časti až do hĺbky 68—80 m. Piesky týchto cyklov, resp. horizontov v spodných polohách (vrt ZV-16)

alebo v celej mocnosti (vrt ZV-7) sú hrdzavo sfarbené až stmelené limonitom, bývajú červenohnedé aj vnútri horizontu (vrt K-1, v hĺbke 69—71 m). Tento cyklus, resp. horizont analogicky zaraďujem do *starého pleistocénu* (E. Vaškovská 1963).

Pre j. a sv. časť sološníckej depresie sú charakteristické (do hĺbky asi 40 m) mocné horizonty proluviálnych štrkov s vložkami hlín a ílov a málo mocnými horizontmi eolických pieskov. V tejto depresii v hĺbke 50,8—58,8 m v íloch E. Krippel (1962) na základe palynologických rozborov usudzuje o kvantitatívnej hranici medzi *pliocénom a kvartérom.*

Sedimentačným cyklom v depresii a ich vekovému zaradeniu zodpovedajú proluviálne kužele, výrazne terasované najmä v miestach elevácií v priúpätnom pásme Malých Karpát (A. Sabol 1965).

Južná časť zohorsko-marcheggskej depresie je charakteristická rytmickou stavbou, podmienenou superpozičným uložením fluviálnych cyklov (cyklotém). Opísané vrchné 3 rytmy (vrt K-8) do hĺbky 22 m, pre bázu ktorých je charakteristický najhrubší materiál z celej výplne zohorsko-marcheggskej depresie, by mohli zodpovedať vrchnému pleistocénu, resp. trom jeho štadiálom (W_3, W_2, W_1), čo je v súlade s troma štadiálmi würmu fluviálnych sedimentov r. Moravy v poriečnej nive a v skupine nízkych terás. Ostávajúcich 6 rytmov v hĺbke 22—85 m pravdepodobne reprezentuje nielen stredný pleistocén (A. Sabol 1965, D. Minaříková 1965a, b), ale aj starý pleistocén (E. Vaškovská 1967). Na základe litofaciálneho výskumu možno predpokladať pokračovanie obnovených tektonických pohybov z vrchného pliocénu aj v pleistocéne, ako to uvádza T. Buday (1962, 1967) v zohorskej depresii, ktorej dnešná podoba ako výrazná prekopová prepadlina vznikla podľa neho v období pontu a vyššieho pliocénu. Pohyby v nej pokračujú dodnes (J. Stiny 1932, H. Küpper 1954, 1955 in T. Buday 1962). Prítomnosť vrchného pliocénu a prechod do starého kvartéru v sološníckej depresii dokladá aj E. Krippel (1962) peľovými spektrami.

Záver

Predložená práca je prvým pokusom širšieho použitia litofaciálneho prístupu v kvartérno-geologickom výskume. V doterajšej praxi sa tento výskum u nás takmer neuplatňoval.

Získané údaje o troch najrozšírenejších genetických typoch kvartérnych sedimentov na území Záhorskej nížiny možno súhrnne rekapitulovať:

Fluviálne sedimenty r. Moravy sa vyskytujú na Záhorskej nížine v troch formách: *v poriečnej nive, terasových akumuláciách* a do hĺbky 85 m tvoria *výplň zohorsko-marcheggskej depresie.*

Aplikovaním litofaciálnej analýzy podľa klasifikácie E. V. Šancera (1951, 1961, 1966) a so zreteľom na dynamické fázy akumulácie V. V. Lamakina (1947, 1948) možno hovoriť o *perstratívnom fluviáli* v poriečnej nive r. Moravy, kde je vyvinutý komplex troch fácií (korytovej nivnej a fácie mŕtvych ramien) a ich subfácií. *Instratívnej dynamickej fáze* akumulácie zodpovedajú niektoré stredné a vysoké terasy s dominujúcou korytovou fáciou. *Konstratívna dynamická fáza* akumulácie je typická pre južnú časť zohorsko-marcheggskej depresie; charakteristické je pre ňu prevládanie korytovej fácie a redukovanosť nivnej fácie.

Skutočnosť, že r. Morava súčasne akumulovala v rôznych častiach územia v rôznych dynamických fázach, svedčí o súčasných zdvihových a poklesových pohyboch počas kvartéru, pretože každá z týchto fáz zodpovedá iným tektonickým pohybom.

Po stránke litologickej fluviálne štrky, pieskoštrky a štrkopiesky reprezentujúce korytovú fáciu fluviálu r. Moravy na sledovanom území sú väčšinou polymodálne, polydisperzné so širokým diapazónom Md a So. V ich petrografickom zložení prevládajú svetlé kremence a kremene (60—90 %), z ostatných hornín sú zastúpené tmavé kremence, kryštalické bridlice, menej pieskovce, žuly a rôzne rohovce, najmä čiernohnedé. Koeficient sféricity valúnikov a valúnov kremencov a kremeňa je v intervale 0,71—0,78, index plochosti 1,53—1,74 a koeficient izometričnosti 0,99—1,09.

Piesky rôznych zrnitostných variácií vystupujúce najčastejšie v subfácii korytových plytčín a tiež v subfácii prikorytových valov sú väčšinou monomodálne a bimodálne, polydisperzné a bidisperzné.

Sedimenty nivnej fácie sú po zrnitostnej stránke rozmanitejšie: jemnozrnné prachovité piesky, piesčité hliny, íly piesčité a prachovité až íly.

Eolické piesky na území Záhorskej nížiny sa vyskytujú na povrchu i pochované v čiastkových depresiách zohorsko-plaveckej depresie. Vyčlenené boli dva regionálne komplexy: *Lábsko-gajarsko-jurský* a *centrálny.* V každom komplexe sú potom vyčlenené typy resp. masívy (rajóny). Eolické piesky sú len monomodálne, bidisperzné s nízkym diapazónom koeficientov Md a So. Pritom v lábsko-gajarsko-jurskom komplexe sa podobajú viac fluviálnym pieskom r. Moravy a niektoré z nich sa vyznačujú nízkym stupňom eolického vývoja.

Proluviálne resp. proluviálno-deluviálne sedimenty sa vyskytujú jednak na eleváciách, jednak spolu najmä s pochovanými eolickými pieskami tvoria sedimentačnú výplň zohorsko-plaveckej depresie, kde sú superpozične uložené a spolu s ostatnými sedimentmi tvoria 3—4 sedimentačné cykly. Ich zrnitostné zloženie je rôznorodé, počnúc od hlín piesčitých až po veľmi hrubé štrky; v petrografickom zložení prevláda materiál malokarpatských hornín; (D. Minaříková 1965); štrky sú väčšinou polymodálne, polydisperzné so širokým diapazónom Md a So.

Súhrn uvedených údajov nasvedčuje tomu, že Záhorská nížina po geologickej stránke je špecificky zložitým územím. Rekonštrukcia vývoja a priestorového rozšírenia genetických typov kvartérnych sedimentov vo vzťahu k predkvartérnemu podložiu a tektonickému režimu umožňuje tu vyčleniť tri oblasti: primoravskú (I), strednú-centrálnu (II) a prikarpatskú (III). Každá je typická dominanciou určitého genetického typu alebo komplexov typov vo forme superpozične uložených sedimentačných cyklov.

Zistené fakty o jazernom pôvode štrkovo-piesčitej akumulácie v strednej (centrálnej) oblasti, zahrňujúcej lábsko-lakšársky elevačný pruh, lakšársku eleváciu a priľahlú vých. časť malacko-koválovskej depresie (jednotky vyčlenené T. Budayom 1962, 1967) nasvedčujú tomu, že r. Morava do tejto oblasti nezasahovala.

Prikarpatská oblasť v čiastkových depresiách, kde je zastúpený celý pleistocén, vyznačuje sa cyklickým vývojom so superpozičným ukladaním 3—4 sedimentačných cyklov, zložených prevažne z proluviálno-deluviálnych sedimentov a eolických pieskov. Výplň j. časti zohorsko-marcheggskej depresie tvoria fluviálne sedimenty r. Moravy, ktoré sú zachované v 9 fluviálnych cykloch superpozične uložených a predstavujú tiež *mladý, stredný* a *starý pleistocén*. Údaje o vekovom zaradení a vývoji zohorsko-plaveckej depresie sú v súlade s výsledkami palynologického výskumu E. Krippela (1962).

Výsledky litofaciálneho výskumu genetických typov kvartérnych sedimentov na Záhorskej nížine sú prínosom tak z hľadiska metodického, ako aj praktického a môžu byť podkladom pre ďalšiu činnosť (napr. využitie eolických pieskov a fluviálnych sedimentov ako nerastných surovín, kolektorov podzemných vôd a pod.).

Do tlače odporučil K. Žebera

LITERATÚRA

[1 Baňacký V., 1963: Stručné poznámky o terasách rieky Moravy v juhozápadnej časti Záhorskej nížiny. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [2] Baňacký V.—Harčár J.—Sabol A., 1965: Neue Kenntnisse über den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die quartäre Entwicklung der Slowakischen Niederungen. Geol. práce, Správy 36, Bratislava. — [3] Botvinkina L. N., 1965: Metodičeskoje rukovodstvo po izučeniju sloistosti. AN SSSR, Moskva. — [4] Buday T.—Špička J., 1959: Geologický vývoj slovenských častí Vídenské pánvy ve světle podrobních výzkumů lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV 69/9. Praha. — [5] Buday T. et kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200000, list Wien—Bratislava. — [6] Buday T.—Cicha J., 1967: Videnska panev. (in Regionální geologie ČSSR), diel II. Západné Karpaty, zv. 2 ČSAV, Praha. — [7] Fadejev P. I., 1951: Piesky SSSR, MCU Moskva. — [8] Fadejev P. I.—Vaškovská E., 1970: K otázke „vododajnosti" pieskov s aplikáciou na Záhorskú a Mešćerskú nížinu. Geol. práce, Správy 53, Bratislava. — [9] Hromádka J., 1935: Zeměpis okresu bratislavského a malackého. Vlast. sborník bratislavského a malackého okresu, I. diel, sv. II, Bratislava. — [10] Janáček J., 1957: Před-

běžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním panonu vnitroalpské pánve Vídenské. Geol. práce, Správy 10, Bratislava. — [11] Janšák Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemepisný sborník SAV II/1—2, Bratislava. — [12] Kodym O.—Matějka A., 1939: Zpráva o geologickém mapování na liste Malacky, v roce 1936. Věstník SGÚ, roč. 13, Praha. — [13] Koutek J.—Zoubek V., 1936: Zpráva o geologických studijích a mapování v okolí Bratislavy. Věstník SGÚ XII, Praha. — [14] Krippel E., 1962: Príspevok k problému floristickej hranice terciér-kvartér. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [15] Krippel E., 1965: Záverečná správa o palynologickom výskume v kvartéri Záhorskej nížiny. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Krippelová T.—Krippel E., 1956: Vegetačné pomery Záhoria. SAV, Bratislava. — [17] Krippel E.—Ružička M., 1959: Pôvodnosť lesných stanovíšť a spoločenstiev v oblasti pieskov na Záhorskej nížine. SAV, Bratislava. — [18] Krumbein V.K.—Sloss L. L., 1960: Stratigrafia i osadkoobrazovanie (preklad z angličtiny), Moskva. — [19] Lamakin V. V., 1948: Dynamičeskije fazy rečnych dolin i alluviaľnych otloženij. Zemlevedenije II, Moskva. — [20] Lamakin V. V., 1947: O dynamičeskych osobennostiach alluviaľnych otloženij. Dokl. AN SSSR, LVII/1, Moskva. — [21] Lamakin V. V., 1950: O dynamičeskoj klasifikacii rečnych otloženij. Zemlevedenije 43/3, Moskva. — [22] Lavrušin J. A., 1961: Osnovnyje osobennosti alluvija ravninnych rek subarktičeskogo pojaza i perigľaciaľnych oblastej materikovych oledenenij. INQUA, Warszawa. — [23] Lavrušin J. A., 1963: Alluvij ravninnych rek subarktičeskogo pojasa i perigľaciaľnych materikovych oledenenij, Moskva. — [24] Lavrušin J. A., 1966: Opyt sravniteľnoj charakteristiki strojenija alluvija rovninnych rek različnych klimatičeskich zon. AN SSSR, Moskva. — [25] Kullman E., 1963: Vplyv kvartérnych sedimentov na hydrogeologické pomery podhorskej depresie Záhorskej nížiny Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [26] Kullman E., 1966: Záverečná správa o hydrogeologickom výskume Záhorskej nížiny. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Matula M., 1957: Stopy periglaciálnej klímy v oblasti južného úpätia Malých Karpát. Geol. sborník SAV VIII/2, Bratislava. — [28] Matula M., 1964: Faciálna analýza v inž. geologickom výskume riečnych náplavov, Praha. — [29] Minaříková D., 1963: Sedimentárno-petrografická charakteristika nejdůležitějších typů kvartérnych sedimentů jižní části Záhorské nížiny. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [30] Minaříková D., 1965a: Zpráva o sedimentárno-petrografickom výskume južnej časti Záhorskej nížiny z oblasti zohorsko-marcheggskej depresie. Správa o geol. výskumoch v r. 1964, GÚDŠ, Bratislava. — [31] Minaříková D., 1965b: Sedimentárnopetrografický výskum kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Záverečná správa. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [32] Minaříková D., 1965c: Mineralogický výskum eolických pískú Záhorskej nížiny s použitím matematické štatistiky. Geol. práce, Správy 35, Bratislava. — [33] Mišík M., 1956: Použitie ťažkých minerálov v paleogeografickom výskume so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zošit 43, Bratislava. — [34] Musil R., 1960: Štrková terasa u Malých Levár. Prírodovedecký sborník Slov. múzea, roč. VI, Bratislava. — [35] Nikolajev N. I., 1962: Neotektonika i jejo vyraženije v strukture i reliefe territorii SSSR, Moskva. — [36] Novak V., 1925: Morfologický vývoj neogénnych sníženín na Moravě. Věstník Král. české spol. nauk. Roč. 1924, Praha. — [37] Pelíšek J., 1949: Přesypové písky jižní Moravy. Příroda, roč. 42/1—2, Brno. — [38] Pelíšek J., 1955: Charakteristika presypových pieskov kvartéru ČSSR, Brno. — [39] Pelíšek J., 1963: Charakteristika vátých pískú Slovenska. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [40] Petranek J., 1963: Usazené horniny. Praha. — [41] Ruchin L. B., 1953: Osnovy litologii. Učenije ob osadočnych porodach. Gostoptechizdat, Leningrad—Moskva. — [42] Ruchin L. B., 1959: Osnovy obščej paleogeogra-

fii. Gostoptechizdat, Leningrad. — [43] Sabol A., 1962: Ročná správa o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny na rok 1960 a 1961. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [44] Sabol A., 1963: Ročná správa o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny za rok 1962. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [45] Sabol A. 1964: Ročná správa o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny za rok 1963. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [46] Sabol A.—Minaříková D.—Vaškovská E., 1964: Správa o geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Správa o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [47] Sabol A.—Krippel E.—Kullman E., 1967: Príspevok ku komplexnému výskumu prírodných pomerov na príklade územia listu Plavecký Mikuláš. Čsl. ochrana prírody, Zborník 3, Bratislava. — [48] Sarkisjan S. G.—Klimova L. T., 1955: Orientirovka galek i metody ich izučenija dľa paleogeografičeskich postrojenij. AN SSSR, Moskva. — [49] Sergejev E. M., 1959: Gruntovednije, Moskva. — [50] Strachov N. M., 1962: Osnovy teorii litogeneza. AN SSSR, Moskva. — [51] Strachov N. M. a kol., 1954: Obrazovanije osadkov v sovremennych vodojemach, Moskva. — [52] Šancer E. V., 1951: Alluvij ravninnych rek umerennogo pojasa i jego značenije dľa poznanija strojenija formirovanija alluviaľnych svit. Trudy inst. geol. nauk, vyp. 135, ser. geol. N 55, Moskva. — [53] Šancer E. V., 1961: „Tipy alluviaľnych otloženij". AN SSSR (Voprosy geol. antropogena), Moskva. — [54] Šancer E. V., 1966: Očerki učenija o genetičeskich tipach kontinentaľnych osadočnych obrazovanij, Moskva. — [55] Vaškovská E., 1963: Niektoré nové poznatky o eolických pieskoch Záhorskej nížiny. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [56] Vaškovská E., 1967: Litologický výskum genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Čiastková záverečná správa, Bratislava. — [57] Vaškovská E., 1970: Eolovije peščanye porody Záhorskej nížiny ČSSR i ich inženersko-geologičeska charakteristika. Vestnik MGU, Moskva (v tlači). — [58] Vaškovský I., 1963: Niektoré črty výskumu kvartéru (antropogénu) na území Záp. Karpát a jeho ďalšie úlohy. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [59] Vaškovský I., 1967: Kvartérne nížinné oblasti Západných Karpát. in Regionální geologie ČSSR díl II, Západní Karpaty, svazek 2 ČSAV, Praha. — [60] Vitásek F., 1942: Dolnomoravské presypy. Práce Mor. přír. spol. 14, spis 9, F 146, Brno. — [61] Záruba Q.—Mencl V., 1957: Inženýrska geologie. ČSAV, Praha. — [62] Žabková M.—Flimmel J., 1963: Výpočet zásob a záverečná správa Záhorie I. — viate piesky — vyhľadávací prieskum, GP n. p., úsek Bratislava. — [63] Žákovský R.—Flimmel J.—Račický M., 1964: Výpočet zásob a záverečná správa z lokality Šajdíkové Humence — piesky zlievárenské. GP n. p., úsek Bratislava. — [64] Žebera K., 1953: Čtvrtohorní zvětralinové plašte a pokryvné útvary ČSR, Praha. — [65] Žebera K., 1958: Československo ve starší době kamenné. ČSAV, Praha.

EUGÉNIA VAŠKOVSKÁ

LITHOLOGICAL-FACIAL CHARACTERIZATION OF GENETIC TYPES OF THE QUATERNARY SEDIMENTS IN THE ZÁHORSKÁ NÍŽINA LOWLAND

(Summary of the Slovak text)

The presented work is the first attempt of wider employing of lithofacial approach in Quaternary-geological investigation with application in the area of the Záhorská nížina Lowland. In up to present practice this investigation almost has not been applied in Czechoslovakia.

The Záhorská nížina Lowland occupies an extensive area (1000 km²) situated between the Malé Karpaty Mts. and the rivers Morava and Myjava. The whole area is a part of the Vienna Basin. The literature about Quaternary geology is quite modest. In the year 1958 the team of Quaternary Department at the Dionýz Štúr Institute of Geology started with complex regional investigation of the Quaternary in the lowland. In this work also the authoress participated, she mostly devoted to lithofacies investigation of genetic types of Quaternary sediments as these sediments do not practically provide for any biostratigraphical criteria. Field studies of several years in this sense completed with complex laboratory research made possible to clear up many peculiarities, diagnostic signs etc. for the individual types of sediments. According to the character of sediments several methods were applied, in the field as well as under laboratory conditions.

In the field structural marks, mutual contacts between the subfacies and facies contacts with the substratum, the character of cyclic development were studied. For fluvial sediments of the Morava river (as source of sand deflation and sensible indicator of late tectonic movements) beside granulometric composition also the content of mostly spread rocks (light-coloured quartzites and quatz, dark-coloured quartzites and quartz, grey, black and blackishbrown cherts and other little represented rocks) was studied generally and also in individual fractions. Further., on the basis of A, B, C axes measurement coefficients of sphericity, flatness and isometricity were calculated.

Granulometric analyses of sands and loam were performed under laboratory conditions.

The results of field and laboratory investigation analyses are included in accumulative grain size curves with calculation of Md and So coefficients and also corresponding diagrams and histograms for various genetic types of sediments present in the lowland area.

It was the first time in lithological investigation of Quaternary sediments in Czechoslovakia that granulometric composition histograms were compiled for consideration of modality (mono- bi- and polymodally) of the individual genetic types of sediments. It has turned out that the character of modality of sediments reflects their genesis in a very sensitive way. According to it fluvial sediments could have been distinguished from lacustrine sediments respectively fluvial sands from drift sands etc. The choice of classification of sediments alone has also shown to be important, mainly at drift sands etc. From the whole area of the Záhorie Lowland about 1400 analyses were prepared. Sedimentogenetic and morphogenetic aspects made possible to distinguish in the Záhorská nížina Lowland: fluvial, proluvial, respectively proluvial-deluvial, deluvial, organic. drift sands, eolian-deluvial, lacustrine and other genetic types of sediments. In this article we mainly deal with characterization of three fundamental genetic types; fluvial, eolian sands and proluvial respectively proluvial-deluvial sediments.

The data obtained about these mostly spread genetic types of Quaternary sediments in the area of the Záhorská nížina Lowland may be generally summarized as follows.

Fluvial sediments of the Morava river are found in the Záhorská nížina Lowland in three forms: the flood-plain, terrace accumulations and to a depth of 85 m they form the Zohor—Marchegg Depression (see fig. 12).

With application of lithofacial analysis in the sense of E. V. Šancer's classification (1951, 1961, 1966) and regarding to dynamic phases of accumulation of V. V. Lamakin (1947, 1948) we may speak about perstrative fluvial in the Morava fluvial (fig. . .) where a complex of three facies (river bed, flood-plain and oxbows) and their subfacies is developed. To instrative dynamic phase of accumulation some middle and high terraces with dominating river bed facies correspond. Constrative dynamic phase of accumulation is

typical of the southern part of the Zohor—Marchegg Depression (fig. . .); predominating river bed facies and reduced flood-plain facies is characteristic of it.

The fact that the Morava river simultaneously accumulated in various parts of the area during various dynamic phases points to simultaneous raising and sinking movements in the Quaternary because each of these phases corresponds to other tectonic movements.

As to lithology, fluvial gravels, sandy gravels and gravelous sands representing river bed facies of the Morava fluvial in the area under study are mostly polymodal, polydispersive with wide range of Md and So. In their petrographic composition light-coloured quartzites and quartz predominate (60—90%), from other rocks dark-coloured quartzites, cristalline schists, less sandstones, granites and various cherts, mainly blackish-brown, are represented. Sphericity coefficient of smaller and larger quartzite and quartz pebbles is in the interval of range 0,71—0,78 flatness index 1,53—1,74 and isometricity coefficient 0,99—1,09.

Sands of various grain size variations most frequently present in the subfacies of river bed shallows and also in the subfacies of near-river bed ridges are mostly monomodal and bimodal, polydispersive and bidispersive.

Sediments of the flood-plain facies are more manifold in grain size: fine-grained aleuritic sands, sandy loams, sandy and aleuritic clays to clays.

In the area of the Záhorská nížina Lowland eolian sands are found at the surface and buried in partial depressions of the Zohor—Plavecká Depression. Two regional complexes were distinguished: the Láb—Gajary—Jur and central complex. In each complex types respectively massifs (subareas) are then distinguished. Drift sands are only monomodal, bidispersive with low range of Md and So coefficients. In the Láby—Gajary—Jur complex they are rather similar to fluvial sands of the Morava river, some of them are characterized by low degree of eolian development.

Proluvial respectively proluvial-deluvial sediments are found on elevations and also mainly with buried eolian sands they form sedimentational filling of the Zohor—Plavecká Depression, where they are lying in superposition and form 3—4 cycles of sedimentation together with other sediments. Their grain size composition is varied, from sandy loams to very coarse gravels, in petrographic composition material of Malé Karpaty rocks predominates; gravels are mostly polymodal, polydispersive with wide range of Md and So.

The summary of mentioned data indicates that the Záhorská nížina Lowland is a specific complicated area from geological side. Reconstruction of development and spatial extension of genetic types of the Quaternary sediments in relation to the Pre-Quaternary substratum and tectonic regimen makes possible to distinguish three areas (fig. 1): the near-Morava (I), middle-central (II) and near-Carpathian (III). Each of these is a typical dominance of certain genetic type or complexes of types in the form of cycles of sedimentation lying in superposition.

The diagnostic signs found out about lacustrine origin of gravelous-sandy accumulation in the middle (central) area, including the Láby—Lakšáre elevation strip, Lakšáre elevation and adjacent eastern part of the Malacky—Koválov Depression (units distinguished by T. Buday 1962, 1967) indicate from the paleogeographical point of view that the Morava river did not reach this area.

The near-Carpathian area in partial depressions, where the whole Pleistocene is represented, is characterized by cyclic development with superposition of 3—4 cycles of sedimentation, predominantly composed of proluvial-deluvial sediments and eolian sands. The filling of the southern part of the Zohor—Marchegg Depression is formed by

fluvial sediments of the Morava river, which are preserved in 9 fluvial cycles lying in superposition and also represent Late, Middle and Early Pleistocene. The data about the age and development of the Zohor—Plavecká Depression agree with the results of palynological investigation by E. Krippel (1962).

The results of lithofacial investigation of genetic types of Quaternary sediments in the Záhorská nížina Lowland are a contribution from methodical as well as practical standpoint and may be a base for further activity (e. g. utilization of eolian sands and fluvial sediments as mineral raw materials, groundwater collectors etc.).

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 55 | str. 43—57 | Bratislava | 1971

IMRICH VAŠKOVSKÝ*

THE CENTRAL TERRACE STEP OF THE RIVER DANUBE BETWEEN THE TOWNS KOMÁRNO AND ŠTÚROVO

(2 text-figures, Slovak summary)

Abstract. In the present article the author gives data on lithofacial development, morphology and character of overlier, basement, and on the age of the central terrace step on the left side of the river Danube between the towns Komárno and Štúrovo.

In the development of the Danube Valley relief in the section Komárno—Štúrovo to a significant degree fluviatile activity of the Danube was manifested, mainly its erosion and accumulation. This is proved by preservation of some terrace benches. The opinions of the number of terraces and their age are, however, quite different.

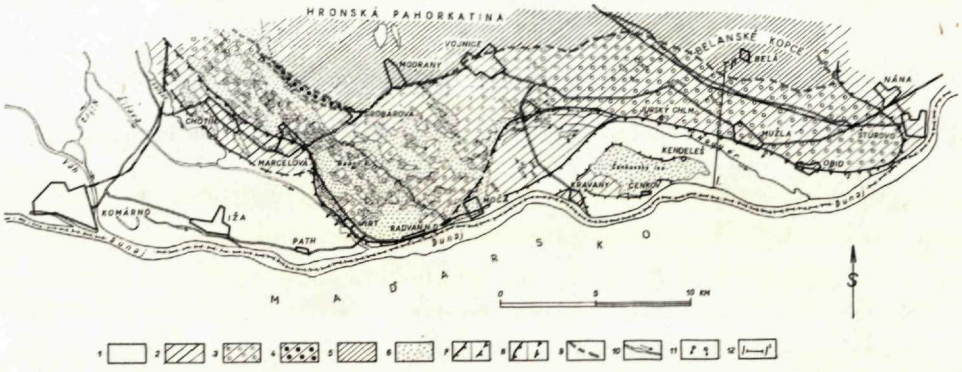
A group of former authors that performed agrogeological mapping in this section (B. Inkey 1896, H. Horusitzky 1896, 1900, I. Timkó 1901 1902) distinguished the so called diluvial and aluvial terrace. Later A. Kész (1934, 1934a, 1939) distinguished five terraces (I—V), the highest of which he designated as no I as also F. Ispaits (1943) did, who, however, marked them with numbers in reversed order. M. Lukniš—Š. Bučko (1953) distinguished the so called higher and lower terrace bench as well as the transitional part between the terraces and the Danube Lowland and the proper Danube Lowland in the area roughly between Komárno, Nové Zámky, Modrany. M. Pécsi (1956, 1959) distinguished 8 terraces, 6 of which are Quaternary.

As we see the opinions are different not only as to the number of terraces but also their age. In the presented article we do not want to deal with the problem of extension of the individual terrace benches or their age, we have partly indicated it (I. Vaškovský 1964, 1967), but we want to mention the results of latest investigations of the extension and age of the middle terrace bench distinguished by us, which occupies a relatively large area in the studied section of the left side of the Danube Valley between Komárno and Štúrovo and is preserved most distinctly (see text-fig. 1). This bench is also relatively

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

abundantly present in the valleys of other left — side tributaries of the Danube (Nitra, Žitava, Hron, ect.). Our results are based upon field investigation completed with technical works and laboratory research.

In the studied section of the left side of the Danube Valley between Komárno and Štúrovo southern limitation of the middle terrace bench against the benches of the later Danube cycle of erosion and accumulation (i. e. the lower terrace bench and the Danube Lowland, recent river-plain, of the



Obr. 1. Schematická geologicko-geomorfologická mapa ľavého brehu Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo

1 — poriečna niva Dunaja; 2 — nižší stupeň terasový; 3 — stredný terasový stupeň (Riss); 4 — vyšší terasový stupeň; 5 — svahy Hronskej pahorkatiny a Belanských kopcov; 6 — viate piesky; 7 — hrana stredného terasového stupňa: a — zreteľná, b — nezreteľná; 8 — hrana nízkeho terasového stupňa: a — zreteľná, b — nezreteľná; 9 — predpokladané ohraničenie stupňov; 10 — smery tokov; 11 — pramene; 12 — línia priečneho profilu.

Fig. 1. Generalized Geological-Geomorphological Map of the Left Side of the Danube Valley in the Section Komárno—Štúrovo

1 — Danube river plain; 2 — Lower terrace bench; 3 — Middle terrace bench (Riss); 4 — Higher terrace bench; 5 — Slopes of the Hron Upland and Belanské kopce Hills; 6 — Drift sands; 7 — Middle terrace bench edge: a — Distinct, b — Indistinct; 8 — Lower terrace bench edge: a — Distinct, b — Indistincct 9 — Supposed borders of the benches; 10 — Stream course: 11 — Springs; 12 — Cross profile line

Danube) forms a zigzag edge, not equally distinct along the whole length of the contact. It is most distinct against the Danube Plain (e. g. between Marcelová and the community of Žitva, further from the community of Jurský Chlm through Mužľa, Obid as far as the hill of Boží kopec), where the middle bench is forming a relatively high slope. Northern limitation of the bench is formed by the base of slopes of the Belánske kopce Hills and Hron Upland, distinct in morphology. This contact is nearly along its whole length, however, covered with eolian — deluvial sediments reaching deeply the bench surface In the north — western part an erosion remmant of a higher terrace bench is wedging in between the slopes of the Hron Upland and the middle terrace bench west of Šrobárová, reaching from Dolný Peter.

This middle terrace bench is termed „Mužľany terrace" by J. Hromádka (1931). IV. terrace („városi-municipal") by A. Kéz, lower terrace bench by M. Lukniš—Š. Bučko, terrace II a by M. Pécsi.

The aggradational surface of this bench projects nearly 16 mm above the Danube level in the studied section of the Danube Valley. In northwestern and northern continuation in the area between Nové Zámky and Bajč (as indicated by M. Lukniš—Š. Bučko 1953) its surface is sinking to 8 m, nearly equally as in the Hron Valley. The terrace bench is about 3 km wide near Chotín, widest — 7,5 km SE of Marcelová; afterwards it is narrowing gradually and near Obid it is 4,5 km wide. For the surface of the terrace bench, mainly its western part approximately from the line Šrobárová—Moča nad Dunajom, i. e. in the area Chotín—Marcelová—Radvaň nad Dunajom—Šrobárová—Moča, a relatively frequent change of hypsometric altitudes is characteristic. Average altitudes in this area vary about 116—119 m above sea level, scarcely up to 139,2 m (Bašov kopec). In the eastern part of the bench, to the contrary, from the mentioned line in the area of Šrobárová—Moča towards Modrany—Vojnice—Búč—Mužľa—Obid—Štúrovo the surface is less dissected, more levelled, with average altitudes about 122 m. The highest point is 138 m above sea level (Starý vrch) SE of Šrobárová and the lowest is 116,5 m. The surface of the terrace bench (in its western as well as eastern part) is gradually sloping slightly in SE direction towards the Danube.

Greater dissection of the surface of the western part of the terrace bench is caused by the presence of drift sands, which are forming three distinct girdles, several km long, in NW — SE direction, mutually divided by parallel depressions, as indicated formerly by H. Horusitzky (1900), I. Timkó (1904), Š. Janšák (1950), M. Lukniš—Š. Bučko (1953), J. Pelíšek (1963), I. Vaškovský—E. Vaškovská (1970) etc. (in NW continuation they extend as far as Hurbanovo und Dolný Peter). In some places drift sands also form here isolated hills or smaller planar coverings (e. g. between the communities of Žitva—Moča). The differences in altitude between the ridges of dunes and depressions are usually about 8—15 m, SE of Marcelová also 25,5 m (Bašov Hill). Granulometric composition of the drift sands is more variable as indicated by I. Vaškovský—E. Vaškovská (1970); variously grained pulverulent-very fine grained, fine to very fine-grained, bidispersed (in the sense of E. M. Sergejev's classification 1959). The predominating fractions in them are: 0,5—0,25 and 0,25—0,1 mm; particles more than 1 mm are also found in them. Coefficients of granulometric values So = 1,2—18,0; Sk = 0,90—1,10; Md = 0,13—0,37. Similar drift sands are also found in frost wedges near Marcelová.

Smoother, slightly undulated surface is distinct in the eastern part of the bench, where a more or less equable loess cover about 8—15 m thick is deve-

loped on almost the whole surface in fluvial sediments and fossil soil. In this part drift sands are only in local occurrences (near Moča, Malá Mužľa and the southern terrace bench edge between Moča—Búč — the community of Pereš) resting on loess.

In the mentioned area the loess cover alone is not homogeneous in vertical as well as horizontal direction. In vertical direction there are relatively thick horizons of monolithic loess without distinct signs of stratification, alternating with layers 30—140 cm thick, distinctly stratified. The stratified layers are of various shape: lenticles, intercalations. In some cases we may trace the stratified intercalations also at greater distances, from the southern bench edge nothward as far as the slopes of the Belánske kopce Hills and the Hron Upland their thickness increases, indicating their genetic connection with eolian — deluvial sediments developed on these slopes. Beside the mentioned stratified layers in the loess cover we observe horizons of initial development of fossil soils and loess sediments with small concretions of Fe and Mn. The loess is of light-yellow colour, with vertical parting, macroporosity, scattered $CaCO_3$ concretions of nut-size etc. Heterogeneity of the loess cover is also reflected in its granulometric composition. In loess horizons (unstratified loess) granulometric composition is mainly formed by aleuritic particles (60—65%), then sandy fraction (up to 35%) and least representation is shown by clayey fraction (up to 15%). The stratified layers are formed by fine to very fine — grained sand, at places highly aleuritic. The beds are alternating relatively freguently. The content of $CaCO_3$ attains up to 28%, humus 0,10—0,20%. In direction from west to east loess is getting finer, sandy constituents are generally decreasing and aleuritic particles increasing. Loess of this character is found in many outcrops at the southern terrace bench edge (Búč, Pereš, Jurský Chlm, Obid, Mužľa, Boží kopec Hill, Štúrovo — brickyard, Nana) and at the terrace bench alone — Búč — playground, Vojnice etc.

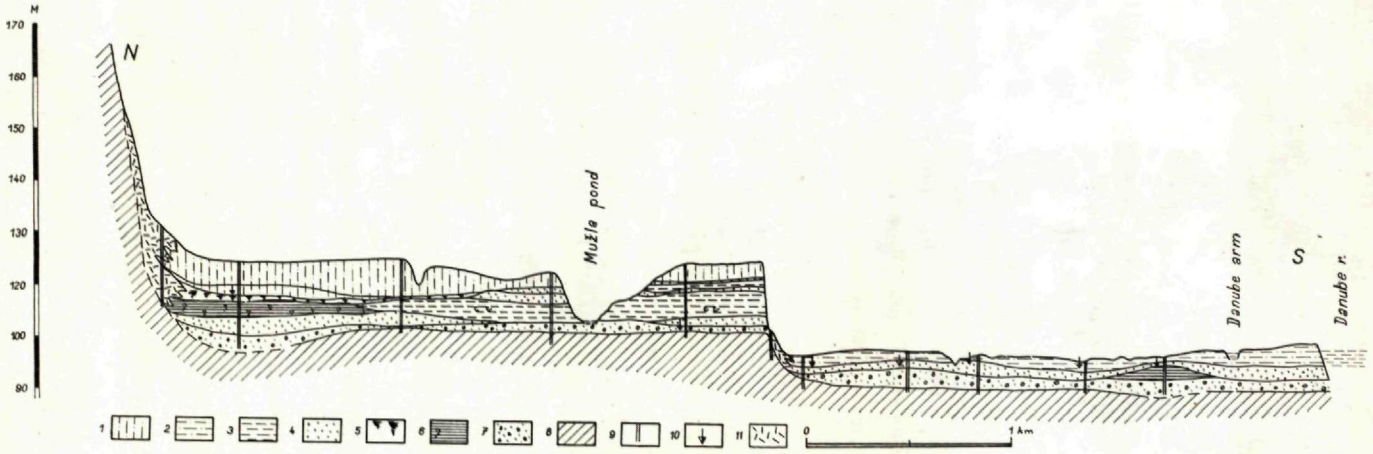
The rock directly underlying the middle terrace bench is formed by Tertiary sediments cropping out only in the exposure near Boží kopec along the Danube stream towards Štúrovo and in the north at the slopes of the Belanské kopce Hills and the Hron Upland. We can find the geological structure and composition of underlying sediments mentioned more in detail in the works by A. Matějka (1948), D. Andrusov—A. Schaleková (1954), J. Seneš (1955, 1958, 1960), E. Hýrošová (1959), A. Schaleková—H. Bystrická (1956), J. Gašparik (1959), E. Brestenská—R. Lehotayová (1960) and others. According to them in a large area westerly behind the tectonic dislocation (Kravany Fault) striking SW-NE from Kravany on the Danube between the communities of Pereš—Jurský Chlm towards Ľuba and to the Hron Valley there are Pliocene sediments (Lower and Upper Pannonian and

Pontian), mainly represented by fine-grained muscovite sands, many-coloured (grey, greenish-grey, greenish-blue) clays or marls. In the eastern part behind the dislocation the underlying rock is formed by several Tertiary formations with structures of downthrown and block character, as a result of differentiated movements.

In natural outcrops and gravel pits, which are relatively frequent along the whole length of the southern marginal face of the middle terrace bench (from Chotín to Marcelová, afterwards from the community of Virth to Žitva and Radvaň on the Danube, further near Búč, Jurský Chlm, Mužľa, Obid and near the hill Boží kopec) we had the opportunity to notice more in detail the lithological-facial character and composition, mainly of the middle and upper part of the fluvial sediments of the terrace bench. Besides that, in order to get a more complete idea of the thicknesses of the fluvial sediments of the bench, spatial distribution of the individual facies, relations to underlying and overlying sediments, we distributed boreholes in five cross profiles, perpendicular to the Danube main stream in the studied section of the Danube Valley.

According to compiled geological-lithological profiles (of which we present text-fig. 2) we may observe that the altitude of the surface of Tertiary formations in the rock underlying the middle terrace bench near Chotín is about 112 m above sea level; westerly of Mužľa it is 110 m and in the outcrop near the Boží kopec Hill about 3—4 m above the Danube level. The distribution of the altitudes of basement surface shows inclination slightly in direction W-NW and E-SE and also towards the main Danube stream, as evidenced by its altitude near Moča (104 m). Compared to the lower terrace bench the base of the middle one is approximately at the level of the accumulation surface of the lower bench. The base of the middle terrace bench is also well indicated by the amount of concentrated and unconcentrated springs issuing almost along its whole southern border.

The thickness of fluvial sediments of the middle terrace bench in the whole studied region is nearly equal, 7—11 m, most frequently, however, about 10 m. Their lower boundary with underlying Tertiary formations is not straight, but as our observations have shown in some outcrops (near Virth, Boží kopec etc.), it is of erosional wash-out character. The thickest material, represented by medium- and fine grained sandy gravels with rare well-rounded quartzite boulders, 20—30 cm in diameter, is found at the very base of fluvial sediments. This material is not or only slightly sorted, well washed, of rusty colour, at places solidified with ferruginous or calcareous cement; unstratified or with indications of irregular lenticular structure (the lenticles are formed by coarse-grained sands) or with indications of cross bedding. Gravelous material is well rounded, indicating long transportation; to the upper part the



Obr. 2. Priečny geologicko-litologický profil stredným terasovým stupňom a poriečnou nivou Dunaja západne od Mužle (línia I — I′)

1 — spraš ový komplex (würm- neskorý glaciál); 2 — fosílne pôdy vyvinuté na fluviálnych sedimentoch stredného stupňa; fluviálne sedimenty: 3 — hlina prachovitá; 4 — piesky; 5 — hlina piesčitá; 6a — íl prachovitý, 6b — íl piesčitý; 7 — štrkopiesok; 8 — terciérne podložie; 9 — deluviálne sedimenty; 10 — hladina podzemnej vody; 11 — vrty

Fig. 2. Geological — Lithological Cross Profile of the Middle Terrace Bench and Danube River Plain West of Mužľa (Line I — I′).

1 — Loess complex (Würm — Late Glacial); 2 — Fossil soils developed on fluvial sediments of the middle bench; fluvial sediments; 3 — Aleuritic loam; 4 — Sands; 5 — SandyA loam; 6a — Aleuritic clay, 6b — Sandy clay; 7 — Sandy gravel; 8 — Tertiary substratum; 9 — Deluvial sediments; 10 — Ground water level; 11 — Boreholes

material is getting thinner granulometrically and cross bedding is more distinct. Cross bedding is marked by different granulometric composition. The cross beds are dipping up to 30°. In the individual beds we have observed rhytmic sorting of sand grains, enrichment in iron. The thickness of cross bedded series varies from 0,50—0,40 to 0,10—0,05 m. At the base of this second part of the fluvial complex medium — or fine grained sands with rare scattered fine gravel are predominating; higher up they pass over into more fine-grained sands, micaceous, with ripplemark-like cross stratification, followed higher up by micaceous, fine-grained, partly aleuritic sands, at places with thin loam beds.

E. V. Šancer (1951) ascribes development of sediments with similar diagnostic signs as the above mentioned lower part to very unstable river stream regimen and terms them stream bed facies. The second part he terms facies of near-stream-bed shallows, corresponding in development to most stable sedimentation regimen in the stream bed. The thickness in the outcrops and boreholes studied by us in the lower part of the fluvial complex attains up to 2 m and in the second part it varies 2—4 m.

In the most outcrops traced by us (besides Virt and Jurský Chlm) the second part of the fluvial complex passes without distinct interruption upward into its third part. This part is represented by light-yellowishbrown, aleuritic and loamy sands, characterized by minute obliquely undulated, minute oblique, irregularly interrupted and at places also horizontal bedding. Stratification is also like in the foregoing parts marked by differences in granulometric composition of individual beds. The thickness of the third part is variable, attaining up to 3—4 m.

Upon the sediments of the third part of the fluvial complex (except the outcrop Boží kopec and the gravel pit near Marcelová, where they are resting on the second part) in the most of the traced outcrops beds of sandy, aleuritic loam and fine loamy, micaceous sands regularly alternating, are resting without discontinuity, in horizontal, position, horizontal-undulated at places distinctly or slightly distinctly. They also contain small amounts of organic substance; they are of dark-brown and greyishbrown colour, calcareous.

The development of the third and fourth part of sediments of the fluvial complex is generally put into connection with progressively increasing hydrodynamic regimen in the time of floods, when water level is highly rising above the stream bed and flows over the edge of the stream bed on the flood-plain. The fourth part of sediments is forming during sedimentation from flood waters flowing over the flood-plain, however, mainly in the time of retreat of the flood and withdrawal of waters into the stream bed. The third part of the fluvial complex is termed by E. V. Šancer (1951) the facies of near-stream-bed sandy ridges and the fourth part the flood-plain facies.

In the outcrops (Chotín — gravel pit, Búč) and in some boreholes we have found dark — blackish — greenishgrey, sandy layers with decayed relics of plants, belonging to the dead channel facies, intercalated in the flood plain facies as relics of stream beds , of stream system migration.

The study of the character of facies development indicates close paragenetic connection of the whole fluvial complex of the middle terrace bench in the studied section of the Danube Valley. This connection is marked in general reduction of grain size from the base of the fluvial cycle upward further also in gradual change of the form and dimensions of stratification at transition from stream bed to flood-plain facies. The very close vertical paragenetic connection of the facies of the fluvial complex of the terrace bench is disturbed in the outcrops of Jurský Chlm and Virt; so called ,,doubling" of sedimentation of fluvial sediments is occurring here in vertical direction. On fluvial sediments of the incomplete Ist cycle of sedimentation, represented by stream-bed facies and facies of near-stream-bed shallows, the facies of near-stream-bed ridges with loamy beds of insignificant thickness is deposited without interruption of sedimentation, deformed by cryoturbation similarly as a part of the facies of near-stream-bed shallows. Above the upper part of the horizon affected by cryoturbation a small wash-out is found, followed upward by the Und cycle of sedimentation, represented by almost all facies except the stream-bed one. We think that this interruption of sedimentation originated by the change of original stream course and new sedimentation commenced after repeated return to the original course and it is not necessary to explain it by the change of tectonic regimen since the bottom of the Danube Valley in the area under study is characterized by constant tendency of slow uplifting, also proved by thicknesses and facial character of fluvial sediments of the section under consideration except other factors. The significance of ,,doubling" is important from the standpoint of knowledge of physical-geographical conditions in the time of sedimentation. The presence of cryoturbations and frost wedges indicates formation of the first and second part of fluvial sediments to have taken under severe cold climatic conditions.

The study of structure, lithological-facial relations of fluvial sediments of the middle terrace bench in the outcrops under consideration shows structure similar to that desribed by other authors. In first place there is agreement with the structure of the Danube river-plain extending in the area between Moča—Búč—Obid and the Danube stream, where M. Matula (1964) applied E. V. Šancer's (1951) method of facial analysis, then the agreement with the structure of fluvial sediments of the Morava river in the Záhorie Lowland, where similar method was applied by E. Vaškovská (1967) and finally also with the structure of the lower terrace benches in the middle section

of the valley of the Ob river (western Siberia) traced by the author of this article in 1954—1957.

From the standpoint of age ranging of the described middle terrace bench earlier and later analyses of malacofauna assemblage carried out by V. Ložek (1952, 1970) are of great importance; the malacofauna is found in the loess cover, fluvial sediments of the terrace bench, in outcrops or boreholes (outcrop of Búč, Štúrovo-brickyard, Obid, Boží kopec, borehole PV-5 near Šrobárová, outcrop in the valley of the Hron river near Bíňa, etc.). The analyses of the mentioned localities indicate certain mutual accordance and therefore we are going to show nearer the outcrops of Búč and Štúrovo brickyard.

In the profile of Búč in the depth of 9,35—9,90 m below the surface an assemblage of rich water fauna of stagnant river swamp is found, among which the most valuable finding is the interglacial species vindobo-(nensis (Fér.). In the higher overlying fossil meadow-like tchornosjom soil a relatively typical Tridens-fauna is found although impoverished, indicating an equivalent of the fossil „Stillfried A" tchornosjom, PK II to be present (in the sense of J. Kukla—V. Ložek). The bed overlying the fossil tschornosjom includes fauna of loess characterrized by predominating elements of periodic swamps. The malacofauna was analysed again more in detail by the same author in the loess cover in the Štúrovo brickyard from the depth of 1,8—2,5 m, 4—8—5,2 m and 5,5—6,0 m below the surface, indicating periglacial loess fauna of Columella type to be found in all beds. Requirements of some species on humidity are more evident only. In the lower bed an assemblage relatively rich in species with many humidophyllic elements, is predominating, in the middle bed certain tendency to Striata faunas is to be seen, insignificant here. In the upper bed there is passage into loess assemblage. The analysis of this fauna provides for certain possibility to consider the lower bed representing Stillfried B, PK I.

As further fact important for age determination of the loess cover at this terrace bench also finding of Gravetian industry (determination by J. Bárta) together with a tooth of Elephas primigenius (Blum) and a plenty of bones of Cervus in the outcrop of loess NW of Nány at the terrace bench edge should be mentioned. The mentioned industry and osteological material was found in the basal part (on the surface of the loess horizon) of the stratified horizon, 3,0 m below the surface. The underlying loess below the mentioned stratified horizon is then resting on fossil tschornosjom in position similar as in the outcrop of Búč.

On the basis of the data obtained from investigation we may state the following. The middle terrace bench distinguished by us in the section between Komárno and Štúrovo on the left side of the Danube Valley show widest

extension among fluvial sediments. Overlying the bench are drift sands in the western and loess covers in the eastern part. On the surface of fluvial sediments fossil meadow-like tchornosjom is developed almost in the whole terrace bench area, at places disturbed by cryoturbation or frost wedges. The substratum of the bench is formed by Tertiary formations. The structure of fluvial sediments of the bench is characterized by the portion of all facies (stream bed, near-stream-bed shallows near-stream-bed ridges, river-plain and dead channels). The cycle of sedimentation is disturbed by cryoturbation and frost wedges indicating severe continental climatic conditions during formation of the first to third part, the fourth part (river plain facies) and the facies of dead channels was forming under warm conditions of climatic optimum. The first to third of the fluvial cycle (base) is of earlier age than the Ultimate Interglacial, the fourth part was forming in the time of the Ultimate Interglacial, formation of fossil soil (tchornosjom) corresponds to the upper part of the Stillfried A, the loess complex was forming in the Würm period. Ranging of age corresponds to the assemblages of malacofauna found in the individual parts of the terrace bench.

Translated by J. Pevný

REFERENCES

[1] Andrusov D. — Schaleková A., 1954: Správa o geologickom výskume v oblasti medzi Štúrovom a Komárnom. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [2] Brestenská E. — Lehotayová R., 1960: Spodnooligocénne brakické usadeniny s *Rotalia beccarii* (L) z oblasti Štúrova. Geol. práce, Správy 22, Bratislava. — [3] Buday T. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000 list Čalovo. Geofond, Bratislava. — [4] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zošit 59, Bratislava. — [5] Gašparik J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce k 15. výročiu SNP a oslobodenia ČSR. Bratislava. — [6] Hyroššová E., 1959: Výsledky mikropaleontologického výskumu vrtných vzoriek pre vodné dielo Nagymaros, zo širšieho okolia Komárna a Nových Zámkov. Manuskript-archív GP, Žilina. — [7] Horusitzky H., 1896: 12. Jelentés az 1896-ik évi felvéteröl. A Magyar kr. Földtani intézet évi jelentése, Budapest. — [8] Horusitzky H., 1900: Die agrogeologischen Verhältnisse der Gemeinde Kökölkút, Bátorkesz und Duna Mócs im Comitate Estergom. J. der kgl. ung. geol. Anstalt für 1889, Budapest. — [9] Hromádka J., 1931: Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Zborník Prírod. odb. Slov. vlastived. múzea v Bratislave, Bratislava. — [10] Inkey B., 1896: 10. Jelentés az 1896 évben Párkány vidékén eszközölt földtani felvételröl. A Magyar. kir. Földt. intézet évi jelentése, Budapest. — [11] Ispaits F., 1943: Teraszmorfológiai megfigyelések a Garam mentén Zsarnócatól a torkolatig. Földt. Közlemények LXXI, Budapest. — [12] Janšák Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Vyd. SAV, Bratislava. — [13] Kéz A., 1933: A Duna visegrádi áttörése. Math. és Term. tud. Ért., Budapest. — [14] Kéz A., 1934:

A Duna győr-budapesti szakaszának kialakulásáról. Földr. Közl., Budapest. — [15] Kéz A., 1939: A Duna balparti terraszai Komárom és Szob között. Földrajzi Közlemények LXVII, Budapest. — [16] Ložek V., 1952: Zpráva o paleontologickém výskumu kvartéru u Štúrova. Věstník ÚÚG, XXVII/3—4, Praha, — [17] Ložek V., 1970: Sběr fauny, odkryv Búč. Manuskript, Praha. — [18] Lukniš M.—Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geograf. časopis SAV, V/3—4, Bratislava. — [19] Matějka A., 1949: Geologie terénu mezi Madarem a Kamennými Ďarmoty. List Parkán. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Matula M., 1964: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. Sbor. geol. věd. řada HIG 1, Praha. — [21] Pécsi M., 1956: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Poszony (Bratislava) — Budapest közötti szakaszáról. Földr. Ért., Budapest. — [22] Pécsi M., 1959: A Magyarországi Duna-völgy kialakulása és feszínalaktara. Akadémiai kiadó, Budapest. — [23] Pelíšek J., 1963: Charakteristika vátých písků Slovenska. geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [24] Petrbok J., 1924: Stratigrafie a měkkýši pleistocenní terasy Dunaje u Parkáně. Rozpravy Čes. akad. věd a umění, XXXIII, Praha. — [25] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. Práce Štát. Geol. ústavu, zošit 23, Bratislava. — [26] Seneš J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zošit 59, Bratislava. — [27] Seneš J. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Nové Zámky. Geofond, Bratislava. — [28] Schaleková A.—Bystrická H., 1956: Trefohory pri Dunaji na juhozápadnom Slovensku. Geol. zbor. VIII, Bratislava. — [29] Šancer E. V., 1951: Alluvij ravninnych rek umerennogo pojasa i jego značenije dľa poznanija zakonomernostej strojenija a formirovanija alluvialnych svit. Trudy inst. geol. nauk, vyp. 135, geol. seria (N 55), Moskva. — [30] Timkó I., 1901: Szimő, Kamocsa, Guta és Szt. Péter községek (Komárom) környékének agrogeologiai viszonyai. A. m. földt. int. évi jel., Budapest. — [31] Timkó I., 1904: Agrogeologische Verhältnisse in der Umgebung der Gemeinden Keszegfalva, Nemesolca, Aranyos, Marczelház, Martos (Comitat Komárom). Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1902, Budapest. — [32] Vaškovský I., 1959: Zostavenie inžiniersko-geologickej klasifikácie hornín na základe vyčlenených stratigraficko-genetických typov na príklade Tomského Priobia. Geol. práce k 15. výroč. SNP a oslob. ČSR, Bratislava. — [33] Vaškovský I., 1964: Správa o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Správy geol. výskumu v r. 1963, Bratislava. — [34] Vaškovský I., 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geol. práce. Správy 42, Bratislava. — [35] Vaškovský I., 1970: To the Development of Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věstník ÚÚG, Praha. — [36] Vaškovský I., 1970: Periglaciálne javy v JV časti Podunajskej nížiny. Geol. práce. Správy 51, Bratislava. — [37] Vaškovský I.—Žebera K., 1968: Quaternary of the West Carpathians. Regional Geology of Czechoslovakia. Part II. ČSAV, Praha. — [38] Vaškovský I.—Vaškovská E., 1970: Poznámky ku genéze a litologickému zloženiu viatych pieskov JV časti Podunajskej nížiny. Geol. práce. Správy 53, Bratislava. — [39] Vaškovská E., 1967: Litologicko-faciálny výskum genetických typov kvartérnych sedimentov na Záhorskej nížine. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.

IMRICH VAŠKOVSKÝ

STREDNÝ TERASOVÝ STUPEŇ DUNAJA MEDZI KOMÁRNOM A ŠTÚROVOM

(Resumé anglického textu)

Pri vývoji reliéfu doliny Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo sa významne uplatnila riečna činnosť Dunaja, najmä jej erózna a akumulačná aktivita. Dôkazom toho je zachovanie niektorých terasových stupňov. Názory na množstvo terás i na ich vekové začlenenie sa dosť rozchádzajú. V článku uvádzam výsledky novších výskumov o stavbe a veku nami vyčleneného stredného terasového stupňa, ktorý na sledovanom ľavom pobrežnom území Dunaja medzi Komárnom a Štúrovom zaberá pomerne veľkú plochu a je najnápadnejšie zachovaný (pozri obr. 1).

Južné ohraničenie stredného terasového stupňa tvorí tu na rozdiel od stupňov neskoršieho erózne-akumulačného cyklu Dunaja, t. j. nižšieho terasového stupňa v Podunajskej nížine a súčasnej poriečnej nive Dunaja, kľukatá hrana, ktorá nie je v celej dĺžke styku rovnako zreteľná.

Agradačný povrch stredného terasového stupňa v sledovanom úseku Dunaja vyčnieva zhruba 16 m nad úroveň Dunaja. Pre povrch stupňa, najmä jeho z. časť, približne od čiary Šrobárová—Moča nad Dunajom, je charakteristická pomerne častá zmena hypsometrických výšok. Naproti tomu v. časť stupňa v tomto úseku smerom na Štúrovo má povrch menej členitý. Väčšiu členitosť povrchu z. časti stredného terasového stupňa spôsobili viate piesky, ktoré v tomto priestore tvoria v podstate tri niekoľko km dlhé zreteľné pásy, sz. pokračovaním sa tiahnu k Hurbanovu a Dolnému Petru, v. sz.—jv. smere sú oddelené paralelnými zníženinami. Na niektorých miestach tvoria aj osamelé kopce, prípadne menšie plošné pokryvy (medzi osadami Žitva—Moča). Výškové rozdiely medzi chrbtami presypov a zníženinami sú 8—15 m, jv. od Marcelovej (Bašov kopec) až 25,5 m.

Hladšiu, v. časť stupňa pokrýva takmer po celej ploche viac-menej rovnomerná, cca 8—15 m mocná poloha spraše, uložená na jeho fluviálnych sedimentoch a fosílnej pôde. Viate piesky majú v tejto časti len lokálny výskyt (v okolí Moče, Malej Mužle a na j. hrane stupňa Moča—Búč—osada Pereš) a sú uložené na spraši. Sprašové uloženiny nie sú rovnorodé. Vo vertikálnom smere vystupujú pomerne mocné horizonty monolitnej spraše bez zreteľných znakov zvrstvenia, ktoré sa striedajú s polohami 30—140 cm mocnými, výrazne zvrstvenými. Od j. okraja stupňa smerom k svahom Belanských kopcov a Hronskej pahorkatiny sa ich mocnosť zväčšuje, čo poukazuje na ich

genetickú spätosť s eolicko-deluviálnymi sedimentmi. V spraši sa objavujú aj horizonty iniciálneho vývoja fosílnych pôd a sprašových sedimentov s drobnými konkréciami Fe a Mn. Spraš má svetložltú farbu, vertikálnu odlučnosť, makropórovitosť, rozptýlené konkrécie $CaCO_3$ o veľkosti orecha a pod. Zvrstvené polohy sú tvorené jemnozrnným až veľmi jemnozrnným, miestami silne prachovitým pieskom a smerom od Z na V sa ešte viac zjemňujú; všeobecne ubúdajú piesčité zložky a pribúdajú prchovité častice.

Bezprostredné podložie stredného terasového stupňa vytvárajú treťohorné sedimenty, ktoré vystupujú na povrch iba v odkryve pri Božom kopci pozdĺž toku Dunaja smerom k Štúrovu a na S v svahoch Belanských kopcov a Hronskej pahorkatiny. Západne od tektonickej poruchy (kraviansky zlom), prebiehajúcej jz.—sv. smerom od Kravian nad Dunajom, medzi osadami Pereš—Jurský Chlm smerom k Lube do údolia Hrona, sú pliocénne sedimenty (spodný a vrchný panón, pont) zastúpené prevažne jemnozrnnými muskovitickými pieskami, pestrofarebnými (sivými, zelenosivými, zelenomodrými) ílmi alebo slieňmi. Vo východnej časti za poruchou podložie tvorí viacero treťohorných útvarov so štruktúrami poklesového a kryhového charakteru.

Litologicko-faciálny charakter a zloženie najmä strednej a vrchnej časti fluviálnych sedimentov stupňa názorne demonštrujú prirodzené odkryvy a štrkovne; umožňujú nadobudnúť úplnejšiu predstavu o mocnostiach fluviálnych sedimentov stupňa, priestorovej väzbe jednotlivých fácií, jeho vzťahu k podložným a nadložným sedimentom.

Podľa geologicko-litologických profilov (obr. 2) výška povrchu treťohorných útvarov v podloží stupňa pri Chotíne je asi 112 m n. m.; z. od Mužle 110 m n. m. a v odkryve pri Božom kopci cca 3—4 m nad hladinou Dunaja. Z rozloženia výšok povrchu podložia možno usudzovať, že celý jeho povrch sa mierne skláňa, jednak v smere Z-SZ a V-JV, a jednak smerom k hlavnému toku Dunaja. V porovnaní s nižším terasovým stupňom je báza stredného terasového stupňa približne na úrovni akumulačného povrchu nižšieho stupňa. Dobrým indikátorom bázy tohto stupňa je aj množstvo sústredených a nesústredených prameňov, vytekajúcich takmer v celej dĺžke jeho j. ohraničenia.

Mocnosť fluviálnych sedimentov stredného terasového stupňa v celom priebehu sledovaného úseku je skoro rovnaká, 7—11 m. Ich kontakt s podložnými treťohornými útvarmi nie je rovný, ale má charakter erózneho rozmyvu (odkryvy pri Virte, Božom kopci a. i.). Najhrubší materiál sa nachádza v najnižších fluviálnych sedimentoch. Nie je triedený, alebo len slabo, je bezvrstevnatý, alebo s náznakmi nepravidelnej šošovkovitej textúry (šošovky tvoria hrubé piesky), prípadne s náznakmi šikmého zvrstvenia. Štrkový materiál je dobre opracovaný, čo naznačuje dlhý transport; smerom nahor sa materiál granulometricky stenčuje a rozdielnym granulometrickým zložením zvýrazňuje šikmé zvrstvenie. Šikmé vrstvičky majú sklon do 30°. Mocnosť

šikmých sérií sa mení od 0,50—0,40 do 0,10—0,05 m. Naspodku tejto druhej časti fluviálneho komplexu prevládajú strednozrnné až jemnozrnné piesky s ojedinelými drobnými štrkmi; tie potom prechádzajú do jemnejších pieskov sľudnatých, s čerinovito-šikmou vrstevnatosťou, vyššie sú uložené sľudnaté jemnozrnné, čiastočne prachovité piesky, miestami s tenkými vrstvičkami hlín. Vývoj sedimentov s podobnými diagnostickými znakmi E. V. Šancer (1951) pripisuje nestálemu režimu riečneho toku a označuje ich ako *korytová fácia*. Druhú časť označuje ako *fáciu prikorytových plytčín*, ktorá zodpovedá najstabilnejšiemu režimu sedimentácie v koryte rieky. Mocnosť spodnej časti sledovaného fluviálneho komplexu je 2 m, v druhej časti kolíše v rozmedzí 2—4 m. Druhá časť fluviálneho komplexu prechádza do tretej časti vo väčšine odkryvov plynule, bez výraznejšieho prerušenia (okrem Virtu a J. Chlma); tvoria ju žltohnedé prachovité a hlinité piesky so šikmo zvlnenou, nepravidelne pretrhávanou a miestami aj horizontálnou vrstevnatosťou zdôraznenou rozdielmi v granulometrickom zložení jednotlivých vrstvičiek. Jej mocnosť kolíše v rozmedzí 3—4 m. Nad treťou časťou fluviálneho komplexu ležia horizontálne, horizontálno-vlnovite sa striedajúce vrstvičky hlín piesčitých, prachovitých a jemných hlinitých pieskov, väčšinou sľudnatých. Ich hrúbka je niekoľko milimetrov. Obsahujú aj malé množstvo organických látok; farba tmavohnedá a sivohnedá; sú vápnité.

Vývoj tretej a štvrtej časti sedimentov fluviálneho komplexu sa všeobecne spája s progresívnym stúpaním hydrodynamického režimu povodňových stavov, kedy hladina vystúpi nad koryto rieky a zaplaví poriečnu nivu. Tretiu časť fluviálneho komplexu nazýva E. V. Šancer (1951) *fáciou prikorytových piesčitých valov* a štvrtú *nivnou fáciou*.

V odkryvoch (Chotín — štrkovňa, Búč a v niektorých vrtoch) sme našli tmavočiernozelenosivé piesčité íly, so zvyškami rastlín patriacich fácii mŕtvych ramien, ktoré sú vložené do nivnej fácie ako pozostatky riečnych korýt v dôsledku sťahovania sa hydrosiete.

Štúdium poukazuje na úzko parageneticku spätosť celého fluviálneho komplexu stredného terasového stupňa v študovanom úseku Dunaja, vyjadrenú zmenšením zrnitosti od bázy fluviálneho cyklu nahor, ďalej postupnou zmenou formy a rozsahu vrstevnatosti pri prechode z korytovej do nivnej fácie. Táto spätosť fácií fluviálneho komplexu stupňa je porušená v odkryvoch Jurský Chlm a Virt; dochádza tu k tzv. zdvojeniu uložením fluviálnych sedimentov vo vertikálnom smere.

Štúdium stavby litologicko-faciálnej náväznosti fluviálnych sedimentov stredného terasového stupňa v skúmaných odkryvoch je podobné stavbe fluviálnych sedimentov, opísaných inými autormi.

Pre vekové zaradenie stredného terasového stupňa majú veľký význam staršie i novšie rozbory spoločenstva malakofauny (V. Ložek 1952, 1970)

v sprašovom pokryve, i v samotných fluviálnych sedimentoch stupňa. Rozbory z uvádzaných lokalít poukazujú na určitú vzájomnú zhodu.

Z výsledkov výskumu vyplýva, že nami vyčlenený stredný stupeň v úseku ľavého brehu Dunaja medzi Komárnom a Štúrovom má medzi fluviálnymi sedimentmi najväčšie plošné rozšírenie. V jeho nadloží v západnej časti sú viate piesky a vo východnej sprašové pokryvy. Na povrchu fluviálnych sedimentov je takmer na celej ploche stupňa vyvinutá fosílna černozem. Podložie tvoria terciérne útvary. Pre stavbu fluviálnych sedimentov je charakteristická účasť všetkých fácií (korytová, fácia prikorytových plytčín, prikorytových valov, nivná a fácia mŕtvych ramien). Sedimentačný cyklus je porušený kryoturbáciou a mrazovými klinmi, ktoré svedčia o tvrdých kontinentálnych podmienkach formovania sa prvej až tretej časti; nivná fácia a fácia mŕtvych ramien sa formovala v teplých podmienkach klimatického optima. Vek prvej až tretej časti fluviálneho cyklu je starší než posledný interglaciál, štvrtá časť sa formovala počas posledného interglaciálu, formovanie fosílnej pôdy (černozeme) zodpovedá vrchnej časti Stillfriedu A, sprašový komplex sa formoval počas würmu. Vekové zaradenie zodpovedá spoločenstvám malakofauny, zisteným v jednotlivých častiach stupňa.

Do tlače odporučil V. Ložek

Geologické práce, Správy 55 | str. 59—64 | Bratislava | 1971

IMRICH VAŠKOVSKÝ*

MORFOLÓGIA PODLOŽIA KVARTÉRU TRNAVSKEJ PAHORKATINY

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author points out to the probable evolution of terrace steps on the Váh river in the basement of loess sheets on the Trnavská pahorkatina Upland.

Trnavská pahorkatina sa rozprestiera v severovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Zaberá územie trojuholníkového tvaru (obr. 1) na ploche cca 900 km², medzi poriečnymi nivami dolného toku Váhu (od Nového Mesta po Pusté Úľany), Dunaja (približne medzi Veľkým Grobom, Bernolákovom a Pezinkom) a Malými Karpatmi. Prevažnú časť pahorkatiny (najmä strednú a východnú) pokrývajú spraše a sprašové hliny, na úpätí Malých Karpát (v úseku od Pezinka po Trstín) sú vyvinuté proluviálne sedimenty a takmer po celej dĺžke styku svahov pohoria a pahorkatiny deluviálne sedimenty. Podložie pahorkatiny tvoria neogénne sedimenty (burdigal, helvét, tortón, sarmat a pliocén — T. Buday a kol. 1968), ktoré vystupujú na povrch iba pozdĺž úpätia Malých Karpát, kde vytvárajú súbežne s pohorím vyvýšený pruh pahorkov.

Zistenie riečnych terasových stupňov v podloží sprašových komplexov na pravej strane Váhu v priestore medzi poriečnou nivou Váhu a sprašovým odkryvom tehelne v Mnešiciach pri Novom Meste n/V (I. Vaškovský 1970) a v doline dolného toku Nitry (úsek Nitra—Šurany) dalo podnet k skúmaniu priebehu podložia pod sprašovými pokryvmi v oblasti Trnavskej pahorkatiny. Jej podstatná časť (najmä tzv. sídelná terasa) sa totiž v doterajšej literatúre (M. Lukniš 1946) všeobecne označuje ako pseudoterasa (t. zn., že jej genéza sa spája s akumuláciou spraše, prípadne do nej splavovaných hlín a sutín a s laterálnou eróziou Váhu v holocéne).

Pri posudzovaní priebehu podložia sprašových komplexov a piesčito-štrkových akumulácií v ich podloží sme sa zamerali na sledovanie priestorového rozšírenia mocnosti uvedených typov sedimentov na celom území Trnavskej pahorkatiny. Snažili sme sa vyjasniť vzťah jej piesčito-štrkovej akumulácie k štrkom priľahlej časti poriečnej nivy

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

Váhu. Najprv sme vykonali súpis všetkých vrtov z predmetného územia (cca 800, okrem Cf vrtov, podľa archívnych správ v Geofonde a GÚDŠ). Zamerali sme sa pritom na vrty, ktoré mali výškové a polohové údaje, resp. ktoré prevŕtali celú mocnosť sprašových komplexov piesčitoštrkových akumulácií až do podložia. Za podložie sme všeobecne považovali ílové sedimenty. Všetky vrty sme potom zaniesli do príslušných topografických podkladov 1:50 000 a skonštruovali sme izohypsy povrchu podložia sprašových pokryvov, povrchu podložia piesčitoštrkových akumulácií.

Náčrty podávajú zatiaľ iba predbežný obraz, doriešenie týchto otázok si vyžiada doplňujúci výskum s použitím technických prác.

V západnej a severozápadnej časti Trnavskej pahorkatiny sprašové komplexy ležia priamo na ílových sedimentoch terciéru, budujúcich svah cca 20—30 m vysoký, prebiehajúci jz. — sv. smerom. Svah je pomerne hladký, rozčlenený niekoľkými kolmými dolinami, smerujúcimi z údolí Malých Karpát. Nie je vylúčené, že má zlomový pôvod a obmedzuje vyvýšené kryhy neogénu v priúpätnej časti Karpát a západné údolie dolného toku Váhu. V samotnej doline smerom na V a JV k súčasnej priečnej nive Váhu možno pod sprašovými pokryvmi, ako ukazujú konštruované vrstevnice, sledovať v zásade tri terénne stupne s výškove diferencovaným podložím, tvoreným ílovými sedimentmi.

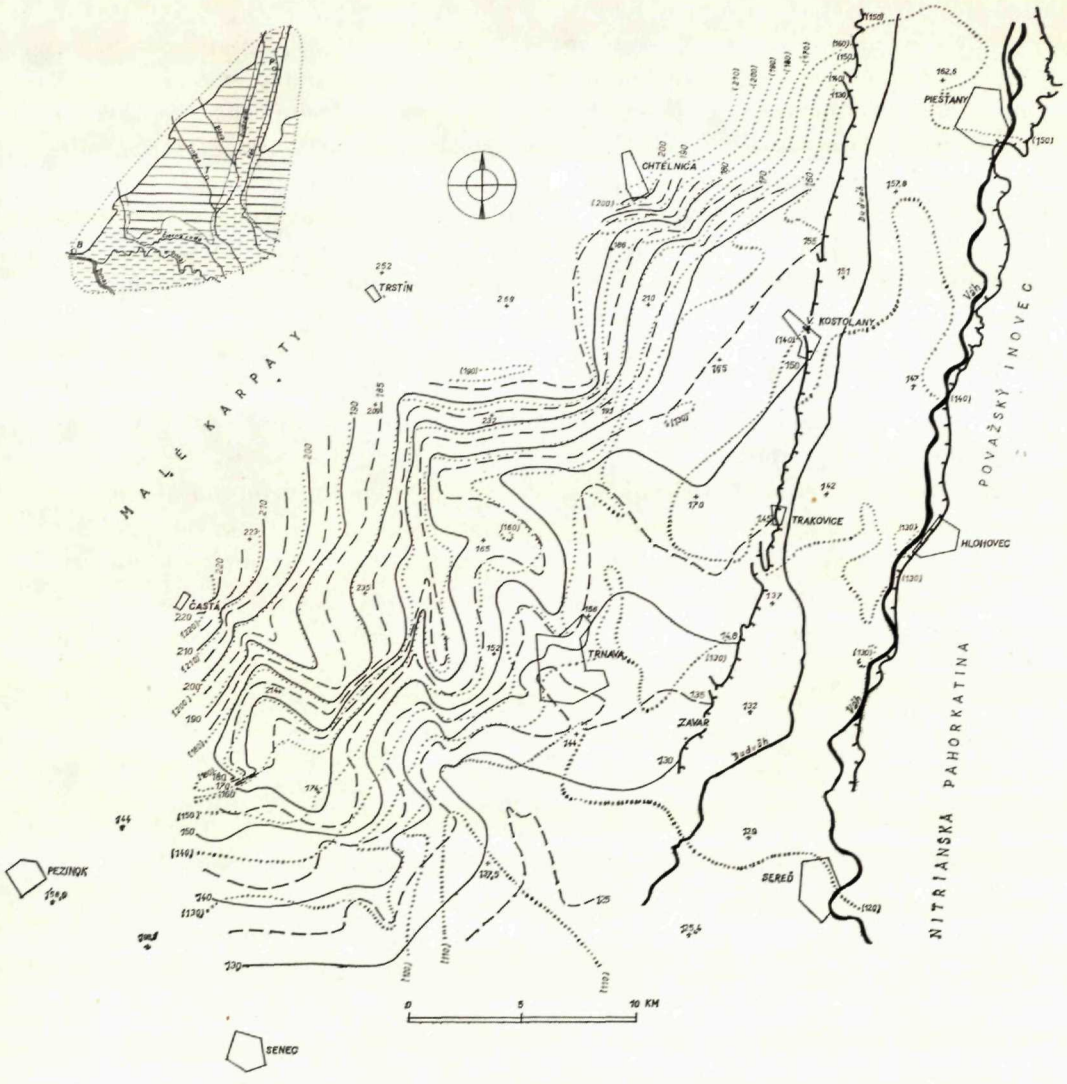
Prvý stupeň je približne vo výške 162 m n. m., tvorí malé plošiny bez štrkovej akumulácie, sprašové sedimenty sú uložené priamo na íloch. Druhý stupeň tvorí úzky pás pozdĺž z. svahu. Ílové podložie stupňa je vo výške cca 154 m n. m. Piesčito-štrková akumulácia je asi 4—5 m mocná. Tretí stupeň je najlepšie zachovaný a najrozšírenejší; smerom od SV na JZ sa ešte rozširuje. Výška ílového podložia je asi 146 m n. m.; v južnom smere sa postupne znižuje, takže v okolí Križovian je cca 122 m n. m. Mocnosť piesčito-štrkovej akumulácie stupňa je takmer v celej dĺžke 8 m.

Poriečna niva Váhu a Dudváhu sa začína od Beckovskej brány, kde Váh opúšťa poslednú zo sústavy považských kotlín a vyúsťuje do Podunajskej nížiny (M. Lukniš 1946). Jej šírka pri Hornej Strede je cca 8 km, južnejšie pri Hlohovci 6 km a pri Seredi (Šintave) sa opäť rozširuje na 10 km. Západné ohraničenie poriečnej nivy tvorí nápadná hrana v. ohraničenia Trnavskej pahorkatiny. Povrch poriečnej nivy má nepatrné denivelácie, nepresahujúce 1—4 m, najmä v miestach mŕtvych ramien. Všeobecne povrch v pozdĺžnom profile je sklonený v smere S — J, s menšími odchýlkami SV — JZ s úklonom na V — JV. Nadmorská výška povrchu v Hornej Strede je 167 m, pri Seredi 129 m.

Výplň fluviálnych sedimentov v poriečnej nive Váhu na úseku priliehajúcom k Trnavskej pahorkatine je bez podstatných zmien mocností a priestorového rozšírenia. Ich mocnosť kolíše v rozmedzí 10—15 m, pričom väčšie mocnosti pozorujeme severne od Piešťan. Na báze fluviálnej série, na rozmytom povrchu starších predkvartérnych sedimentov (pontu) sa nachádzajú pestré íly,

miestami so štrkmi a pieskami (pozri geologická mapa ČSSR 1:200 000, list Bratislava), nachádza sa horizont prevažne pieskoštrkov, s valúnmi do 20 cm. Vyššie, bez výraznejšieho prechodu je horizont, v ktorom prevláda piesčitý materiál (strednozrnný a hrubozrnný) s prímesou drobnejších valúnikov. V zmysle faciálnej analýzy E. V. Šancera (1951), prvý horizont zodpovedá korytovej fácii a vyšší horizont patrí fácii prikorytových plytčín. Ďalšia časť fluviálnych sedimentov zodpovedá fácii príbrežných piesčitých valov, zastúpených jemne prachovitými pieskami a hlinitými pieskami. Na povrchu sú sedimenty nivnej fácie, ktorých vývoj, podobne ako aj vývoj sedimentov fácií príbrežných valov, súvisí s hydrodynamickým režimom toku v období povodňových stavov. V nivnej fácii prevládajú hliny piesčité, striedajúce sa v horizontálnych vrstvičkách s veľmi jemnozrnnými prachovitými pieskami. Okrem toho na povrchu sú aj mŕtve ramená v rôznych štádiách vývoja, zaplnené ílovitým materiálom.

Z petrografického hľadiska je zaujímavé, že dominujúcou horninou pre vážsky prínos materiálu (ako už skôr konštatoval E. Horniš 1956) vyššie od Nového Mesta n/V sú žuly — 35 %, vápence — 23 %, kremeň a kremence — 21 %, pieskovce — 15 %, bázické vyvreliny — 2,9 %, ruly — 1 %, dolomity — 1 %, zlepence — 0,5 %, arkózy — 0,3 %, amorfné silicity — 0,3 %. V priestore Piešťan (J. Kabina 1967) najhojnejšie sú pieskovce a arkózy, potom nasledujú: kremence, kremene, žuly, vápence, melafýry, andezity atď. Pod Piešťanmi sa však obsah pieskovca postupne zmenšuje. Z porovnania priebehov báz jednotlivých stupňov zistených pod pokryvmi spraší na Trnavskej pahorkatine s bázou súčasnej poriečnej nivy Váhu vyplýva, že tieto v smere SV — JZ postupne divergujú, až sa približne v priestore Vlčkoviec, t. j. južnejšie od Trnavy dostávajú do jednej úrovne. Priebeh izočiar stupňov s terasovými stupňami pod sprašovými komplexami zistenými pri Mnešiciach naznačuje, že by aj tieto mohli predstavovať terasové stupne Váhu (zatiaľ nemáme k dispozícii materiálnu dokumentáciu, aby sme mohli urobiť petrografické porovnanie zloženia stupňov a poriečnej nivy). Priestorové rozšírenie sprašových sedimentov na Trnavskej pahorkatine, ako to vyplýva z porovnania izohýps ich podložia a súčasného povrchu (obr. 1), nie je rovnomerné. Od čiary Veľké Čaníkovce — Dolná Krupá — Chtelnica, smerom k úpätiu Malých Karpát, sa ich mocnosť postupne zmenšuje, až sa úplne vykliňujú. Nerovnomerné mocnosti majú najmä v strednej časti (v okolí Chtelnice do 35 m). Najvyrovnanejšiu mocnosť — zhruba 18 m — má pokryv tretieho stupňa. Zatiaľ nemáme dostatok materiálu pre vekové zaradenie sprašových komplexov. Najstaršie sprašové pokryvy (ich mocnosti sú veľmi redukované) sa pravdepodobne nachádzajú v z. časti pahorkatiny; možno ich očakávať aj v j. časti, v priestore Senec—Vlčkovce. O vekovom zaradení tretieho stupňa a jeho sprašového pokryvu možno uvažovať na základe nami sledova-



Obr. 1 **Schematický náčrt podložia štrkopiesčitých akumulácií na Trnavskej pahorkatine**
..... povrch ílov; _____ podložie spraší

Fig. 1 Generalized Sketchof the Underlier of Gravelous-Sandy Accumulations in the Trnava Upland
..... surface of clays; _____ underlier of loess

ných dvoch podobných sprašových profilov: v jarku pri Trakoviciach a v tehelni v Trnave. V profiloch nachádzajúcich sa na hrane stupňa na bazálnom sprašovom horizonte, uloženom na piesčito-štrkovej akumulácii, je pomerne

dobre vyvinutý fosílny pôdny komplex PK III + PK II (parahnedozem + černozem). Nad ním je vyvinutý mladší sprašový pokryv s fosílnou pôdou PK I, ktorý je zvlášť výrazne zachovaný v trnavskej tehelni. Na základe toho by piesčito-štrková akumulácia stupňa mohla byť predmladorisského veku. Podobný vek má tento stupeň aj pri Mnešiciach, kde okrem biostratigrafických kritérií bol jeho vek doložený aj archeologickými nálezmi (pozri J. Kukla—V. Ložek—J. Bárta 1958, I. Vaškovský 1970).

Do tlače odporučil V. Baňacký

LITERATÚRA

[1] Buday T. a kol., 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II The West Carpathians. Academia, Praha. — [2] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zošit 59, Bratislava. — [3] Kabina J., 1967: Záverečná správa štrkopiesky Váhu na úseku Komárno—Žilina. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [4] Kukla J. —Ložek V.—Bárta J., 1961: Das Lösprofil von Nové Mesto im Waagtal. Eiszeitalter und Regenw. 12, Ohringen/Württ. — [5] Lukniš M., 1946: Poznámky ku geomorfológii Beckovskej brány a priľahlých území. Geol. práce, Zošit 15, Bratislava. — [6] Horniš E., 1956: Petrografickotechnologický výskum štrkopieskov Váhu. Geol. práce, Správy 6, Bratislava. — [7] Šancer E. V., 1951: Alluvij ravninnych rek umerennogo pojasa i jego značenije dľa poznanija zakonomernostej strojenija a formirovanija alluvialnych svit. Trudy inst. geol. nauk, vyp. 135, geol. seria (N 55), IX, Moskva. — [8] Vaškovský I., 1970: To the Development of Quaternary Near Nové Mesto n/Váhom (Mnešice). Věstník ÚÚG, Praha. — [9] Vaškovský I.—Žebera K., 1968: Quaternary of the West Carpathians. Regional geol. of Czechoslov. Part II, ČSAV, Praha.

I. VAŠKOVSKÝ

MORPHOLOGY OF THE BASEMENT OF QUARTERNARY IN THE TRNAVSKÁ PAHORKATINA UPLAND

(Summary of the Slovak text)

The Trnava Upland extends in the notheastern part of the Danube Lowland. It occupies an area of triangular outline (fig. 1.) of about 900 km², between the river plains of the lower Váh and Danube stream sections and the Malé Karpaty Mts. The predominating part of the upland area is covered by loess and loess-loam, at the foothill of the Malé Karpaty Mts. (in the section from Pezinok to Trstín) there are piedmont deposits of the moutain slopes and upland deluvial sediments developed. The basement of the upland is formed by Neogene sediments cropping out along the Male Karpaty foothill only. In up to recent

literature the upland was generally designated as pseudoterrace, i. e. its genesis was put into connection with accumulation of loess, repectively loams and talus carried into the loess and with lateral erosion of the Vah river in the Holocene.

Considering the course of substratum of loess complexes and sandy-gravelous accumulations we set the aim to trace spatial extension of sediments in the whole area of the Trnava Upland, we also tried to clear up relation of sandy- gravelous accumulation at the upland to adjoining part of the Váh river plain. For this purpose we first made a list of all boreholes (about 800, beside Cf boreholes) present in the archivaries of the Geofond and Dionýz Štur Institute of Geology in Bratislava. In first place we were interested in boreholes which penetrated all the thickness of loess and sandy-gravel accumulations as deep as the substratum. In generals we considered clay sediments as the sustratum. Afterwards we plotted all boreholes into coresponding topographic plans 1:50 000 and drew isohypses of these substratum surfaces of loess covers and sandy-gravelous accumulations. These sketch-maps provide for only preliminary picture because further solution of these problems will require additional investigation applying technical work.

The constructed isohypses show loess complexes in the western and northwestern part of the Trnava Upland (predominantly loess-loams) resting directly on Tertiary clayey sediments, forming a slope about 20—30 m high, in SW-NE direction. We suppose that this slope is also forming western delimitation of the lower Váh Valley section. According to the constructed contour lines we have also found essentially three steps with substratum of different altitude formed by clayey sediments to be present below loess cover in the proper valley in eastward direction towards recent Váh river plain. The first step is nearly 162 m above sea level, free of gravelous accumulation. The second step is nearly 154 m above sea level, forming a narrow strip along the slope, with gravelous accumulation about 4—5 m thick. The third step is the best preserved one and mostly expanded. The altitude of the clayey substratum of this step is about 146 m. The thickness of sandy-gravelous-accumulation of this step is equal almost along all its length 8 m. The Váh river plain starts to extend from the Beckov Gate. The filling of parts adjacent to the Trnava Upland, without any essential change of thickness, is about 10—15 m thick. Comparing the isohypses of the substratum of Vah river plain and the base of third step we see river plain base in lower position, forming a step.

Comparison of the base course of the individual steps found by us below the loess covers in the Trnava Upland and the base of recent surface show. That from the line Veľké Čanikovce—Dolná Krupa—Chtielnica towards the Malé Karpaty Mts. it is generally decreasing and at last they are wedging out completely. Thicknesses are inhomogeneous thickness of about 18 m, is to be seen at loess covering the third step. So far we have not enough material available for determination of the age of loess complexes. The oldest loess complexes (their thicknesses are considerably reduced) are most probably present in the western part of the upland, they can be also expected in its southern part. The age can be preliminarily stated about the loess cover upon the third step only, on the basis of two similar outcrops of loess observed by us: in the ravine near Trakovice and the brickyard in Trnava, which in fact are situated on its edge. Conditions of deposition and development of the same step is like near Mnešice. These circumstances make possible to suppose that sandy-gravelous accumulation of the third step can be of Pre — Late Riss age.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 55 | str. 65—85 | Bratislava | 1971

JOSEF JANÁČEK*

K TEKTONICE PLIOCÉNU VE STŘEDNÍ ČÁSTI PODUNAJSKÉ NÍŽINY

(4 obr. v texte, nemecké resumé)

Abstrakt. Provedenými výzkumy byly identifikovány nové zlomy karpatského systému. Zlomy příčných směrů nebyly v nejmladší výplni střední části pánve zjistěny. Jejich přítomnost v podkladu pánve však naznačují některá zjištění a pozorování. Na podkladě studia genese a analysy funkce, byly zlomy hodnoceny z hlediska kerné mobility a recentní seismicity.

S ohledem na požadované praktické úkoly výzkumu byly vymezeny nejvýznačnější kry, resp. kerná pásma. Výzkum přinesl též cenné informace pro průzkum živic a nová zjištění hydrogeologická.

Úvod a přehled předchozích prací

Při řešení úkolu geologické stavby centrální části Podunajské nížiny pro potřeby projekce a výstavby vodních děl na Dunaji bylo stěžejním úkolem vyjasnění hlubinné struktury této oblasti. Detailní geologický výzkum území nebyl prakticky proveden až do roku 1965. Bylo několik důvodů takového stavu. Z regionálně-strukturních podkladů, hlavně gravimetrických a seismických (M. Dlabač—Z. Adam 1959), bylo známo, že tu jde o střední, nejhlubší část pánve s největšími mocnostmi krycích útvarů pleistocénu a pliocénu (J. Janáček 1966). I výzkum nejmladšího pliocénu vyžadoval poměrně hlubokých vrteb. I když Podunajská pánev je hlubinným výzkumem na naftu a zemní plyn intensivně rozpracovanou, zůstávala nejhlubší, střední část pánevní synklinály vcelku mimo sferu zájmu. Jako méně perspektivní oblast, byla zahrnuta až do dlouhodobého výhledového programu. Hydrogeologické vrty se zde sice prováděly, avšak většinou nepřevrtaly pleistocén. Kromě toho nebyly zprvu součástí žádného systematického výzkumu. Důvody naléhavé potřeby znalosti hlubinné struktury i nástin metodiky výzkumu byly uvedeny a podrobně analysovány v období přípravy projekce vodních děl (J. Janáček 1964, 1965, 1966). Bylo třeba identifikovat přítomné zlomy,

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava.

určit jejich genesi, charakter a funkci, a to se zvláštním zřetelem na zlomy příčné (SZ). Nalezené poruchy bylo třeba doplnit vrstevní strukturou a získat tak pokud možno podrobný obraz o stavbě. Konečně bylo žádoucí učinit pokus o zhodnocení zlomů různých systémů z hlediska kerné mobility a recentní seismicity. Jak byl tento výzkumný program splněn, uvádí se v odborných zprávách (J. Janáček 1966, 1967).

Na tomto místě se předkládají některá významná zjištění důležitá jako příspěvek k doplnění strukturní mapy mladých souvrství pliocénu v centrální části pánve. Úspěšné řešení tektoniky bylo podmíněno poznáním detailní stratigrafie a lithologie přítomných serií. Zvláště identifikace rozhraní pleistocén — levant a levant — pont byla významným a základním vodítkem při tektonickém výzkumu (J. Janáček 1967, 1969). Zcela stručný přehled výsledků stratigrafického výzkumu se uvádí v další stati.

— . —

Všechny předchozí práce, které řeší nebo se dotýkají problémů tektoniky centrální části pánve, mají charakter regionální. Detailní studie ať už geologické či geofysikální se zabývají bez výjimky pánevními svahy, oceněnými jako nádějné z hlediska výskytu nerostných surovin, hlavně paliv, plynných příp. tekutých.

Regionální výzkum gravimetrický (J. Ibermajer—L. Mottlová 1960, 1963) poskytl jen zcela hrubě orientační obraz tíhového gradientu, takže náznaky o přítomnosti zlomů v centrální části se projevují jen nezřetelně. Refrakčně seismický výzkum v následujících létech (G. N. Kalmykov—T. J. Kalmykova 1953, J. Šamánek—J. Baláž—V. Homola 1956, J. Richter 1956) potvrdil regionální úpad vrstev, centrálně orientovaný ke Gabčíkovu, bez jednoznačné interpretace zlomových narušení. Pouze zhruba na spojnici Medveďov—Kolárovo lze z disharmonického průběhu isočar předpokládat zlom jz. — sv. směru. Geofyzikální výzkum v dalších létech do oblasti centrální části prakticky nezasáhl.

Teprve v období přípravy projektové studie vodních děl byla zkoumaná oblast projektovaného díla u Gabčíkova (R. Barta 1966) a oblast vysoké kry u Kližské Nemé (V. Kátlovský 1966) metodou vertikalní elektrické sondáže. U Gabčíkova v důsledku toho, že nebyla provedena kvantitativní interpretace, nepřinesl výzkum prakticky žádné upotřebitelné výsledky. Naproti tomu výzkum na vysoké kře byl úspěšný. Objasnil tvar předkvarterního povrchu a naznačil možný průběh směrných (karpatských) zlomů. Orientační reflexně-seismický výzkum 3-mi příčnými profily JV od Šamorína (M. Horová 1967) nepřinesl na otázku možné přítomnosti směrných (SV) zlomů žádnou odpověď. S použitím staršího zpracování (M. Dlabač — Z. Adam 1959) byly sestrojeny toliko 2 strukturní mapy na dva fiktivní obzory v panonu, strukturní mapa na rozhraní panon-sarmat a mapa na rozhraní sarmat-tortón. Zlomy sv. směru, které byly ve zpracování z r. 1959 interpretované, nemohly být novým měřením identifikované, hlavně v důsledku toho, že nebyl odměřen spojovací profil. Tektonické výzkumy naší části ústřední hlubiny se prováděly převážně v souvislosti s výzkumem různých problémů

toku Dunaje. Starší práce, které se většinou opíraly o povrchové výzkumy bez hlubokých vrtů (J. Koutek – V. Zoubek 1936) včetně hodnocení jiných, na př. hydrogeologie a recentních zemětřesení (L. Čepek 1938, V. Karník – J. Vaněk 1957, B. Kruis 1957–1959, J. Janáček 1961) se vyznačují často neprokázanými předpoklady opřenými o fiktivní úvahy. Týká se to hlavně systému příčných zlomů, jv — sz. směru. Příčné zlomy v oblasti Bratislava — Ivanka studoval a interpretoval V. Myslil (1958). Za projev a důkaz jejich existence a funkce považuje autor 100 m hluboký příkop v pelitickém, pliocenním podkladu.

Revise dokumentačního materiálu, provedená v rámci nového výzkumu při aplikaci nových stratigrafických poznatků, však takovou skutečnost až do oblasti Rusovců neprokázala. Uvedené strukturní podklady do r. 1962 zhodnotili a upravili T. Buday (1962) a J. Seneš (1962) a pojali je do generální mapy ČSSR. V pojetí těchto autorů je střední část pánve územím tektonicky značně neexponovaným, což ovšem může mít jednu z hlavních příčin v její dosavadní malé prozkoumanosti. Uvedení autoři považují příčné zlomy v neogenní výplni za prozatím neprokázané, i když jejich účinky na stavbu pánve ani v pliocénu nelze vyloučit (J. Seneš 1962). Rovněž T. Buday (1962) připouští existenci některých radiálních poruch v pánvi, které byly již dříve v předu uvedenými pracovníky interpretované nebo předpokládané (Z. Adam – M. Dlabač 1959 a j.). Tektonické vymezení centrální jz. — sv. prohlubně pánve vyznačil Z. Adam – M. Dlabač (1959). U Gabčíkova interpretuje omezující jv. zlomy. Systém zlomů ivaneckých pak poklesově formuje sz. křídlo prohlubně. Směrné zlomy malokarpatské a směrné systémy vysokých ker komárenských a štúrovských jsou v podunajské části pánve nejlépe známé, zčásti detailně prostudované (J. Seneš 1955, 1957). V úvaze o vztahu reliéfu a geologické stavby podloží pánve dochází T. Buday – V. Špička (1967) k názoru, že tvar povrchu podkladu byl mimo jiné podmíněn průběhem nejen starých, hlavně mesozoických a paleogenních struktur směru ZJZ — VSV, SZ — JV a S — J, jakož i mladými pohyby při vrásnění Karpat, ale též poruchovými systémy, které omezují ponořené podložní jednotky, a mladými poklesy podle nich. Tyto poklesné pohyby narušují synsedimentárně i postsedimentárně serie pánevní výplně. Řada z nich však v neogenních seriích vyznívá.

Zhodnocení strukturních map

Výsledky strukturního výzkumu pliocénu centrální části Podunajské pánve do hloubky 600 m byly zkresleny do 3 strukturních map: 1. *Strukturní mapy povrchu kolárovských vrstev* (levantu) — 1. vůdčí obzor (obr. 1); 2. *Strukturní mapy souvrství kolárovských vrstev* — 2. vůdčí obzor: pestrý jíl (obr. 2); 3. *Strukturní mapy povrchu svrchní uhelné serie* (pontu) — 3. vůdčí obzor (obr. 3) a řady dalších detailních map a profilů, které přiloženy nejsou.

Z rozboru tvaru předlevantského povrchu studované oblasti a zvláště pak z jeho srovnání s mapami vrstevní struktury pontu vyplývají základní genetické a vývojové vztahy a závislosti, a to mezi povrchem recentním, pleistocenním a levantským a vrstevní i zlomovou tektonikou levantu a podložního pontu. Tyto vztahy jsou přímé.

Aby bylo možno s úspěchem vyřešit dané úkoly tektonického výzkumu při určeném limitu času a hloubky výzkumných vrteb, bylo třeba studovat

a poznat tyto problémy: 1. *Mírně diskordantní vztah struktury svrchní uhelné serie pontu k vrstevní struktuře kolárovských vrstev* (levantu). 2. *Výrazně diskordantní vztah kolárovských vrstev* (levantu) *a pleistocenních štěrků*. 3. *Souhlasný (přímý) vztah struktury pontu a jeho povrchu*, modelovaného před transgresí levantu. 4. *Souhlasný (přímý) vztah struktury levantu a jeho povrchu před uložením pleistocénu*. 5. *Souhlasný (přímý) vztah struktury pleistocénu a recentního povrchu*. 6. *Nepřerušená funkce některých dislokací karpatského směru* až do nejmladších souvrství levantu a pleistocénu, což může být podporou jejich významu pro recentní kernou mobilitu. Přerušení funkce jiných zlomů v mladších a nejmladších seriích, což lze vyhodnotit ve smyslu opačném.

Jak bylo již uvedeno, vyřešení tektoniky centrální části pánve bylo umožněno zásluhou detalního poznání stratigrafie a lithologie souvrství vyššího pliocénu a pleistocénu. Stratigrafie uvedených souvrství se podrobně uvádí ve zvláštní práci (J. Janáček 1967). Na tomto místě jsou uvedeny jen stručné informace.

Hlubší souvrství pod nejvyšším pliocénem byla studována mimo střední část pánve, v okrajové oblasti u Komárna, kde vystupují blíže k povrchu a jsou středněhlubokými vrty dosažitelné. Nad podložními triasovými vápenci byl tu zjištěn lagenidový torton, mocný 111 m, svrchní torton mořský 100—200 m mocný, brakický sarmat (?) o mocnosti asi 100 m, sladkovodní panon (630 m) a hlubší vrstevní interval pontu.

Nejhlubším souvrstvím zkoumaným přímo na výzkumném území je nejvyšší část pestré serie pontu v mocnosti asi 100 m. Nad ní byla zjištěna svrchní uhelná serie s typickým a hojným uhelným vývojem s max. mocností 230 m. Přítomnost svrchní uhelné serie je omezena toliko na nejhlubší centrální část pánve v pontu. Je to v pánvi nové dosud nepopisované souvrství a představuje regresivní vývojové stadium pontu. Příslušnost k pontu byla určena podle mikrofauny.

V nadloží pontu spočívá s mírnou diskordancí uložené 300 m mocné souvrství „kolárovských vrstev", které zde představuje patrně nejvyšší pliocén (levant) a možno je srovnat se sedimenty definovanými u Kolárova (M. Dlabač 1959). Nad písky kolárovských vrstev jsou diskordantně uloženy max. 310 m mocné pleistocenní štěrky, které jsou hrubé, nestejnorodé a výrazně se odlišují od téměř stejnorodých písků a drobných křemitých šterčíků kolárovských vrstev. Regionální štrukturní posice studované střední části pánve je zřejmá z přehledné mapy povrchu pontu resp. mapy mocností neogenní výplně Podunajské pánve (T. Buday—V. Špička 1967) a z přehledné mapy povrchu pliocénu (M. Dlabač 1960). Poněvadž uvedené téma není v této práci předmětem studia, odkazuje se na citované práce. Stejně tak se neuvádí analýsa a diskuse o regionálně-tektonickém vývoji širší oblasti resp. celé pánve, neboť nový, prostorově i hloubkově omezený výzkum nemohl přinést podstatné příspěvky nebo změny k jejich upřesnění příp. rozšíření.

Na sestrojených strukturních mapách (obr. 1, 2, 3) jeví se 3 základní a společné strukturní prvky. 1. *Kerné členění celého území směrnými karpatskými zlomy*; 2. *nepřítomnost příčných zlomů v nejmladší výplni*; 3. *příčná synklinální* (pánevní) *struktura oblasti*.

Provedeným výzkumem byly identifikované nové, v centrální části pánve neznámé zlomy — *východní* a *západní zlom gabčíkovský*. Jsou to významné karpatské zlomy, které jsou hlavními elementy gabčíkovského zlomového pásma, v němž patrně vnější východní zlom má hloubkovou funkci a význam. Oba zlomy se projevují až do nejmladších sedimentů pleistocénu. Omezují 1,5—2 km širokou mezikru, která se na JV stýká s vysokou krou gabčíkovskou a na SZ se střední vkleslou krou.

Vrtním výzkumem byla zde ověřena existence dalších poruch karpatského směru, které byly identifikované geologickou interpretací reflexní seismiky (M. Dlabač—Z. Adam 1959) v širší oblasti (*zlom sládkovičovský*) nebo starším, mělkým inženýrsko-geologickým průzkumem (*okrajové zlomy vysoké kry u Kližské Nemé*).

Sládkovičovský zlom odděluje sz. vysokou kru šamorínskou od centrální vkleslé kry na JV. Jeho výška skoku, vztažená na příslušné korelační obzory, je však pouze předpokládanou, neboť v místě jeho průběhu není pro vysokou a střední vkleslou kru jednoznačných korelovatelných podkladů. Funkce sládkovičovského zlomu končí v době před uložením pleistocénu. V obzoru pleistocenních štěrků nejsou pohyby podle něj již badatelné, t. j. jeho mocnosti na vysoké i pokleslé kře jsou totožné. Zlom však již narušuje levantské kolárovské vrstvy a bezpochyby i souvrství hlubší.

Okrajové zlomy u Kližské Nemé omezují nejvyšší kru proti sz. pokleslé kře čičovské a jv. pokleslé kře u Gönyu. Všechny kry však patří hrásťovému systému vysokých ker, u Kližské Nemé a Čičova, jehož sz. omezením proti centrální vkleslé kře je východní zlom gabčíkovský. Okrajové zlomy nejvyšší kry jsou též dobře identifikované geologickou interpretací (J. Janáček 1967) geoelektrického výzkumu (V. Kátlovský 1966). Jejich výšku skoku však nelze přesně určit, neboť mělce převrtaná souvrství nelze bezpečně přesněji stratigraficky identifikovat, tím méně vrtní profily detailně korelovat.

Kromě uvedených nově identifikovaných karpatských zlomů a zlomů ověřených, existuje na zkoumaném území zajisté řada dalších zlomů tohoto systému, jejichž zjištění převážně orientační charakter výzkumných prací neumožnil. Zvláště je třeba uvést dvě oblasti, kde možnost dalších zlomů je téměř nepochybná: a) *Oblast vysokých hrásťových ker* medzi východním gabčíkovským zlomem a západním okrajovým zlomem u Kližské Nemé. Oba výzkumné úseky mají jiný lithofaciální vývoj pontu a nelze je korelovat a strukturně propojit. b) *Oblast vysoké kry šamorínské*, která patří již do okrajové pánevní sféry. Na krátké vzdálenosti k úpatí Malých Karpat, pliocenní vrstvy stoupají poměrně pozvolně. I když vezmeme v úvahu primární vykliňování souvrství na příbřežním svahu sedimentační pánve, nelze se vyhnout interpretaci celé řady směrných karpatských poruch, včetně systémů okrajových, neboť při úpatí Malých Karpat vystupuje hlubší panon. Další souklonné zlomy,

SZ za zlomem sládkovičovským, je třeba uvažovat i proto, že si nelze prakticky představit, aby ústřední levantská vkleslá kra byla omezena zlomy různé funkce. Na SZ musí nesporně existovat zlom nebo zlomy, totožné funkce s omezujícími zlomy gabčíkovskými, t. j. zlomy, které byly činné ještě i v pleistocénu, což u zlomu sládkovičovského nelze prokázat.

V průzkumné oblasti komárenské byla mělkým a středněhlubokým strukturním průzkumem zjištěna řada souklonných okrajových zlomů, omezující stupňovité mezikry. Zlomy jsou ukloněny k SZ do nitra pánve. Při Dunaji mají směr karpatský, ve vzdálenosti asi 12 km od řeky se stáčejí do směru VSV — ZJZ. Nejvýchodnější zlom probíhá u obce Iža a odděluje panon vysoké kry od pontu vnitřních meziker. Další zlom prochází obcí Marcelová. Ještě dále k SZ byl zjištěn zlom u Chotína.

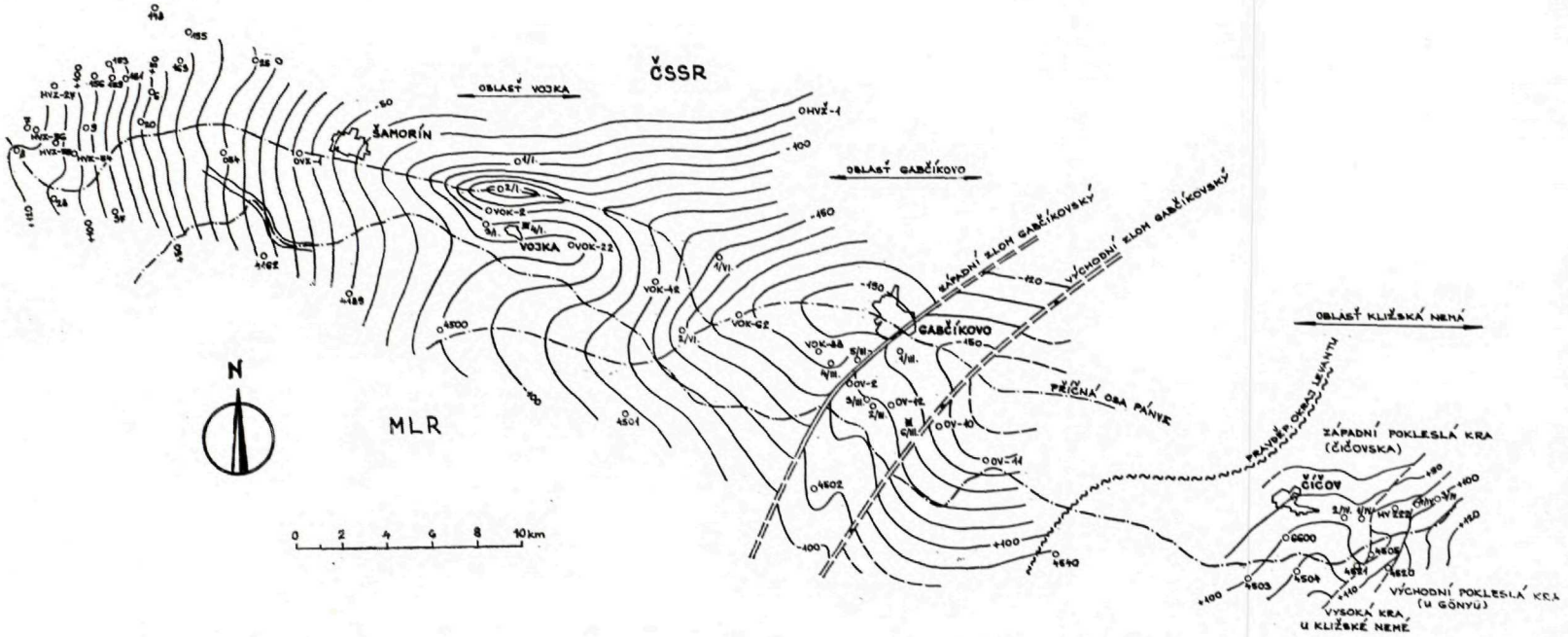
Kromě těchto zlomů jsou v rozsáhlém území mezi Kližskou Nemou a Komárnem zajisté přítomny další poruchy, které zkoumané nebyly. V příčném směru lze rozlišit v centrální depresi od SZ k JV tyto hlavní kry podle směrných karpatských zlomů: *pásmo okrajových ker při úpatí Malých Karpat*; *šamorínska (vysoká) kra*; *centrální vkleslá kra*; *gabčíkovská mezikra*; *gabčíkovská vyšší kra* (JV) = čičovská kra (pokleslá); *vysoká* (nejvyšší) *kra* a *Kližské Nemé*; *pokleslá kra u Gönyü*; *pásmo stupňovitých okrajových ker u Komárna*; *vysoká okrajová kra*.

Strukturní mapa povrchu levantu — kolárovských vrstev

(1. vůdčí obzor)

Přehledná strukturní mapa (obr. 1), se strukturním detailem na úseku mezikry u Gabčíkova zobrazuje nespojitě územní pruh v délce asi 45 km a šířce asi 8 km, a to na našem i maďarském území. Strukturní schema zobrazuje vrstevnice předpleistocenního povrchu s výškovým rozdílem 10 m. Ukazují zřetelně generelní sklon povrchu 1—2 % ve směru od SZ k JV. Relativní spád do nejnižšího místa střední vkleslé kry je ohraničen vrstevnicemi s absolutní hodnotou + 120—190 m a činí 310 m na 20 km. Z nejhlubšího místa počíná předpleistocenní povrch opět stoupat směrem k JV až dosáhne na dalších 10 km opět absolutní hodnoty + 120. Na strukturní mapě povrchu kolárovských vrstev je možno pozorovat několik tvarových elementů. Je to předně synklinální korytová část a elevační hřbet na jižním úbočí koryta. Oba tyto tvary předpleistocenního povrchu probíhají souběžně na levém břežním území řeky. Dalšími prvky jsou gabčíkovské zlomy, zlomy u Kližské Nemé a zlom sládkovičovský, které rozčleňují území v karpatském směru na soustavu ker.

Prvé náznaky dílčího hřbetního vývoje je možno pozorovat již od vrtby č. 4189, na území MLR. Směrem k JV se stává hřbet morfologicky stále výraznější a překříží tok Dunaje. V oblasti vrtby VOK-22 je hřbetní tvar nejvýraznější. Dále k JV, v okolí vrtby VOK-42 pak zaniká. Tento centrální hřbet je velmi zajímavým morfologickým tvarem předpleistocenního povrchu. Jak nám dokazují další strukturní mapy na hlubší obzory, není hřbet podmíněn vrstevní strukturou pontských sérií, jako je na př. hlavní synklinála. Jeho vznik a funkce má tedy hlavní opodstatnění v nejranějším pleistocénu

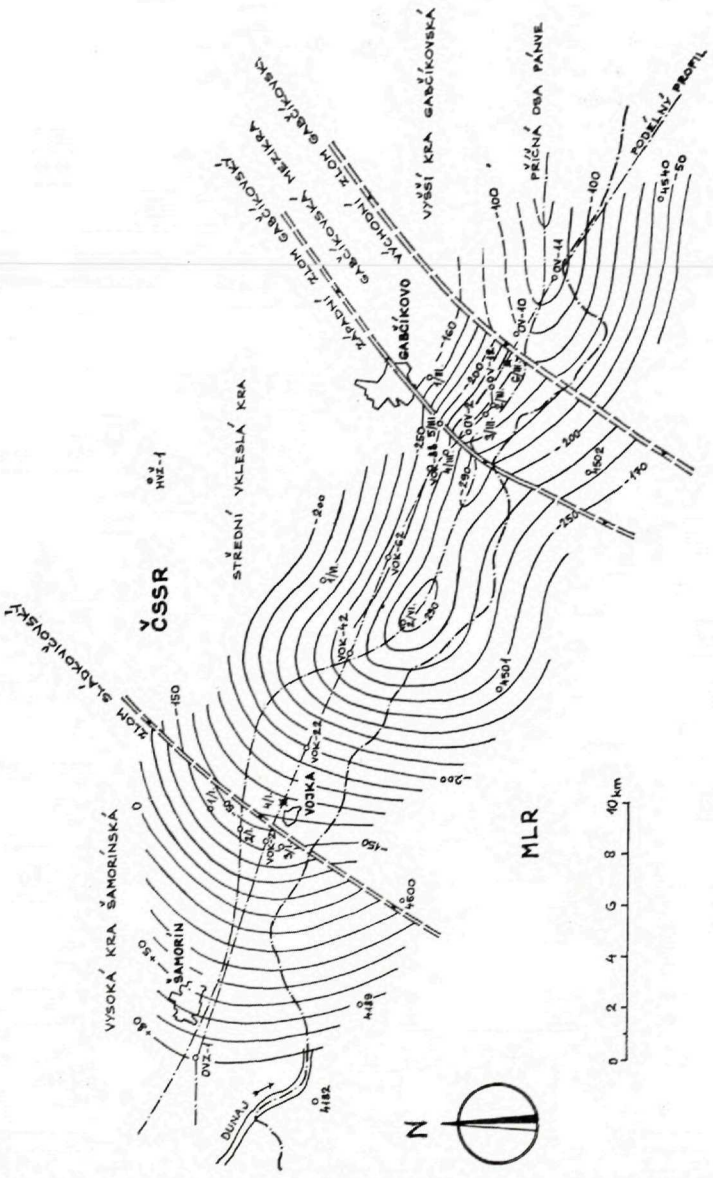


Obr. 1 Strukturní mapa povrchu levantu ve střední části pánve — I. vůdčí obzor. Oblast Číčova; strukturní schéma na bázi holocénu (J. Janáček, 1966)

(donau ?) a je patrně dokumentem původního, jižněji situovaného koryta Dunaje „Karnutskou bránou". Základ tohoto jižněji situovaného koryta Dunaje je možno spatřovat přibližně na spojnici vrteb 2/VI a 4500. Hlavní koryto předpleistocenního povrchu se vyvíjí z monoklinálního úpadu již v oblasti Petržalky, na pravém břehu řeky. Směrem k SV přestupuje v nezřetelném tvaru na levý břeh, kde z prostoru vrtby č. 20 se stává sice morfologicky patrným, avšak značně širokým. Zřetelné relativní prohlubování a zužování koryta vidíme od vrtby OVZ-1 až do úseku sv. od vrtby VOK-22, kde je relativně nejužší. Dále k JV se koryto opět rozšiřuje a je méně výrazné. Není pochyb o tom, že koryto pokračuje na gabčíkovské mezikře i vysoké kře, avšak s hodnotou spodiny synklinály absolutně vyšší. O jeho tvaru i posici však postrádame strukturních dat. SV křídlo synklinály tu nebylo vrtně prověřované.

V celkovém obrazu struktury předpleistocenního (levantského) povrchu je zajímavým úsek výzkumného profilu I. u Vojky, kde je povrch levantu detailně členěn a odlišuje se nápadně od harmonicky modelovaného povrchu ostatního území s výjimkou oblasti vysoké kry u Kližské Nemé. Ukázalo se, že původní předpoklad existence zlomu (J. Janáček 1966) je správný. Je odrazem průchodu sládkovičovského zlomu, který prochází mezi vrtbami výzkumného profilu I. a vrtbou VOK-22. Jeho funkce však končí v levantu. Zlomy gabčíkovské, omezující gabčíkovskou mezikru, jsou naproti tomu zřetelně aktivní v pontu, levantu i kvarteru. Skok východního gabčíkovského zlomu na povrchu pleistocénu je 220 m, západního gabčíkovského zlomu 50 m. V pontu má však východní zlom patrně větší skok. Vyplývá to z celkové konstrukce regionálního podélného řezu. Oba zlomy mají ve zkoumaném území typicky karpatský směr. Průběh obou zlomů na mapě je vyznačen s přesností, jakou dovoloval charakter a zaměření vrtního výzkumu. Zatím co výchoz z. zlomu je zachycen přesně, průběh v. zlomu je značně fiktivní. Tolerance možného posunu jeho výchozu činí 1000 m. Za dnešního stavu poznatků může být jeho výchoz stejně dobře vykreslen jv. od vrtby OV-12. Předpokládaný okraj pleistocenních štěrků je na mapě vykreslen podle starších výzkumů a upřesněn vrtbou 4540 na pravém maďarském břehu řeky, kde nejsou již štěrky přítomny. Detailní struktura vysoké kry u Kližské Nemé nezobrazuje proto povrch předpleistocenní, nýbrž povrch na němž se již uložil holocén. Proto není tato oblast přímo spojena se strukturou ostatního území. Oba okrajové zlomy vysoké kry u Kližské Nemé patří rovněž směrnému poruchovému systému karpatskému. V důsledku velmi detailního vrtního výzkumu, který se tu provedl, mohl být průběh zlomů a jejich výchoz vysledován velmi podrobně. Oba zlomy jeví charakteristické ohyby v průběhu, jejichž vznik je nesporně v přímém vztahu s elevací vysoké kry. Elevace vysoké kry je vyznačena detailním, lokálním, zřetelně uzavřeným vrcholem, jímž pontský podklad vystupuje prakticky až k dnešnímu povrchu. Je kryt pouze 6 m mocnými hlinito-písčitými a štěrkovými náplavy řeky. Elevace vysoké kry se na pokleslé západní kře projevuje jako malá při zlomu uzavřená poloklenba. Na východní pokleslé kře se poloklenba nevytvořila.

Je třeba poznamenat, že v důsledku výrazného tvaru předkvarterního povrchu se vysoká kra u Kližské Nemé výrazně projevuje ve všech interpretacích geoelektrického výzkumu (V. Kátlovský 1966). Její vrchol přesně souhlasí s vrcholem starého povrchu. Rozbor tvaru předpleistocenního a recentního povrchu oblasti a zvláště jejich srovnání s mapami vrstevní struktury pontu naznačuje a připouští základní genetické vztahy a závislosti mezi recentními i starými povrchy a vrstevní i zlomovou strukturou levantu, pontu i panonu. Zatím co v předchozích zpracováních (J. Janáček 1966) byl zde vysloven toliko předpoklad o přímém vztahu a závislosti předpleistocenního povrchu k vrstevní a zlomové struktuře pliocenního podkladu v centrální části pánve, můžeme jej dnes přijmout za platný závěr a doložit jej dostatečnými důkazy.



Obr. 2 Strukturní mapa levantu ve střední části pánve — II. vůdčí obzor: pestrý jíl (J. Janáček, 1966)

Strukturní mapa souvrství levantu — kolárovských vrstev

(2. vůdčí obzor)

Strukturní mapa (obr. 2) je sestrojena na 2. korelační obzor, t. j. facielně stálý pestrý jíl uprostřed souvrství, a to po isoliniích s výškovým rozdílem 10 m. Mapa zobrazuje strukturu písčito-štěrkové serie kolárovských vrstev v podloží pleistocenních dunajských

štěrků, na území o šířce 4—6 km a délce 20 km. Oblast vysoké kry u Kližské Nemé není pojata do zpracování. Relativní spád vrstev na úseku 15 km dlouhém, t. j. od vrtby OVZ-1 do nejhlubšího místa centrální vkleslé kry, je 370 m a je dán vrstevnicemi + 80 a — 290. Není však spojitý, ale je přerušen sládkovičovským zlomem. Z nejhlubšího místa centrální vkleslé kry stoupají vrstvy přes mezikru na vysokou kru na hodnotu — 120.

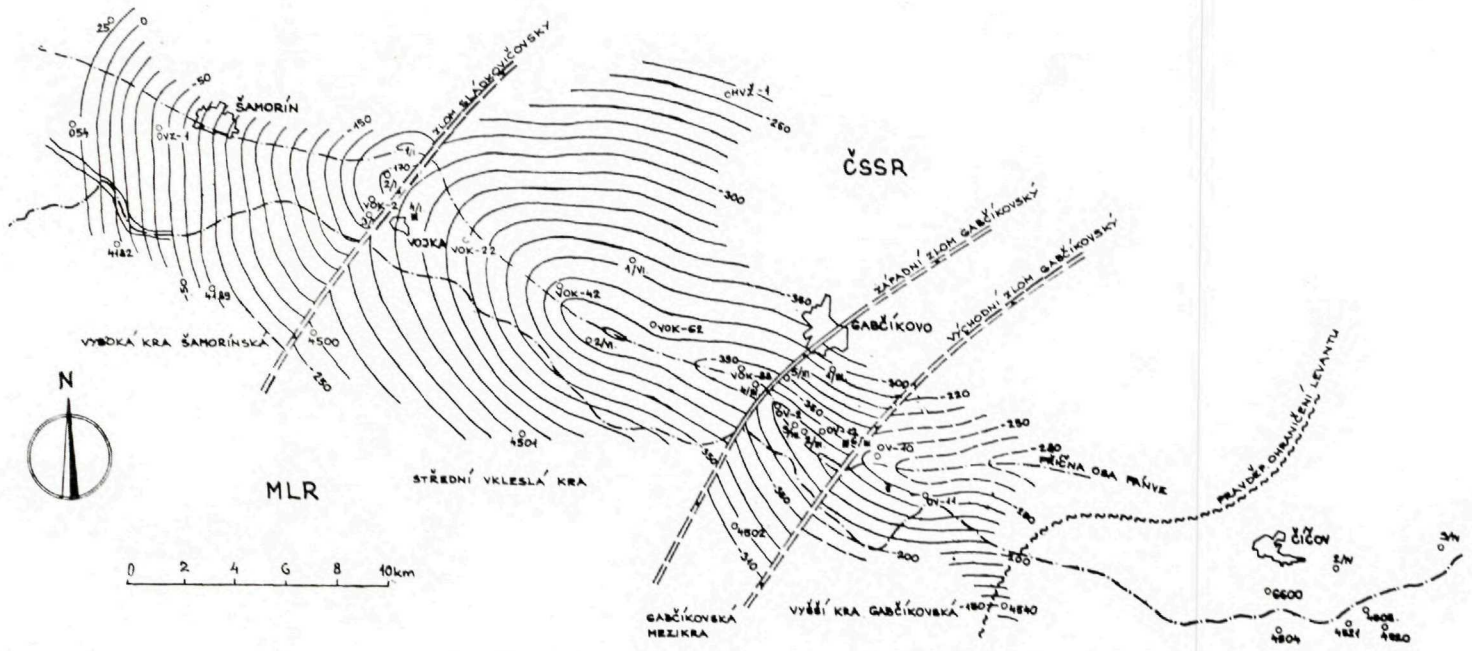
Strukturní mapa kolárovských vrstev ukazuje stejné základní strukturní elementy, t. j., příčné koryto pánevní synklinály a směrné karpatské zlomy gabčíkovské a zlom sládkovičovský. Zlomy rozčleňují oblast na soustavu ker: *vysokou kru šamorínskou, centrální vkleslou kru, gabčíkovskou mezikru* a *vyšší kru gabčíkovskou*. Celkový obraz vrstevní struktury kolárovských vrstev je tedy v základu totožný se strukturní mapou jejich povrchu kromě těchto odchylek v některých detailech: *Nevytvořil se tu žádný centrální hřbet. V důsledku toho existuje jediné, nečleněné koryto synklinály pánve, probíhající pouze na území levého břehu řeky.* Zlom sládkovičovský jeví v kolárovských vrstvách zřetelnou funkci.

Strukturně nejvyšší osní část synklinály můžeme zjistit již v okolí vrtby OVZ-1 na vysoké kře šamorínské. Na střední vkleslé kře dochází k prohloubení a nevýraznému zúžení synklinály, které je pak více zvýrazněno na gabčíkovské mezikře. Stejně jako na předchozí mapě povrchu levantu, nemáme ani zde podklady pro konstrukci sv. křídla synklinály na gabčíkovské mezikře, resp. vyšší jv. kře. Parametry gabčíkovských zlomů v levantu jsou nikoli značně rozdílné od hodnot na povrchu levantu. Skok v. zlomu se v levantu poněkud zmenšuje (asi 100 m), zatím co skok z. zlomu zůstává vcelku neměnný (50 m). Průběh zlomu sládkovičovského je na mapě určen všemi vrtbami na příčném profilu I. a vrtbou VOK-22. Protože další interpolace vrtbami provedena nebyla, je tolerance možného posunu tohoto zlomu velmi značná a činí 1,5 km. Vykreslený průběh zlomu na mapě je fiktivní.

Z korelace vrtních profilů na vysoké a pokleslé kře a z konstrukce podélného řezu vyplývá, že výška skoku sládkovičovského zlomu v levantu je více než 100 m. Na dislokovaných krách nelze zjistit žádné rozdíly v mocnostech pleistocenních štěrků. Jak bylo při rozboru štruktury levantu uvedeno, vzájemná shoda, resp. obdoba obou strukturních schemat, dokumentuje přímý genetický vztah předpleistocenního (levantského) povrchu k vrstevní i zlomové struktuře levantu.

Strukturní mapa povrchu pontu — svrchní uhelné serie
(3. vůdčí obzor)

3. korelační obzor, na který je mapa sestrojena, je velmi charakteristický a litologicky stálý. Na východní polovině území u nás i v Maďarsku je pravidelně vyznačen 3—5 m mocnou polohou černého uhelného jílu s proplástky a vložkami lignitu. Celá řada výzkumných vrteb však z technických příčin na tento obzor nedovrtala. V takovém případě byla jeho absolutní hloubka vypočtena přibližně z korelace na 2. vůdčí obzor. Při tom byl brán v úvahu mírně diskordantní styk souvrství pontu a levantu. Strukturní mapou povrchu pontu je zahrnut prakticky totožný pruh podunajské oblasti, jako na mapě struktury levantu. Relativní spád vrstev na stejně dlouhém úseku 15 km, t. j. od vrtby OVZ-1 do nejhlubšího místa centrální vkleslé kry, je 350 m, t. j. prakticky stejně jako v předchozím případě. Odtud opět osa pánve stoupá, a to až na fiktivně vykreslenou hodnotu — 290. Opět můžeme na této mapě pozorovat základní strukturní prvky totožných tvarů resp. směrů: Hlubokou, osní část synklinály pánve, příčného směru, a nejhlubší centrální částí mezi Šamorínem a Gabčíkovem, zlom sládkovičovský, západní



Obr. 3 Strukturní mapa povrchu uhelné serie pontu — III. vůdčí obzor (J. Janáček, 1966)

a východní zlomy gabčíkovské a kerné rozčlenění oblasti v karpatském směru, podle uvedených zlomů. V základních tvarech se struktura povrchu pontské uhelné serie shoduje s vrstevní strukturou levantských písků. Vyniká však i na mapě povrchu pontu rozdíl mezi vrstevní strukturou nejvyššího pliocénu a jeho povrchem v některých detailech. Týká se to předně absence centrálního hřbetu lokálního významu, jehož vznik na povrchu levantu lze přisoudit erosivní činnosti před transgresi pleistocénu.

Gabčíkovské zlomy mají v hloubce 3. korelačního obzoru stejnou výšku skoku jako v hloubce 2. obzoru. Západní gabčíkovský zlom byl převrtán vrtbou 5/III v hloubce 380—450 m. Oba souklonné gabčíkovské zlomy jsou na našem území souběžné a omezují 1,5—2 km úzkou mezikru o jejímž průběhu dále do pánve nelze v obou směrech říci mnoho určitého. Původní názor (J. Janáček 1966), že tu jde o známy zlom kolárovský, jsme nemohli novými pracemi prokázat. Na území MLR však jeho průběh směřuje do údolí řeky Raaby, takže jeho příslušnost ke zlomům raabského systému není vyloučena. Z obdobných situací však víme, že obvykle tak úzká mezikra nemá regionální stálost.

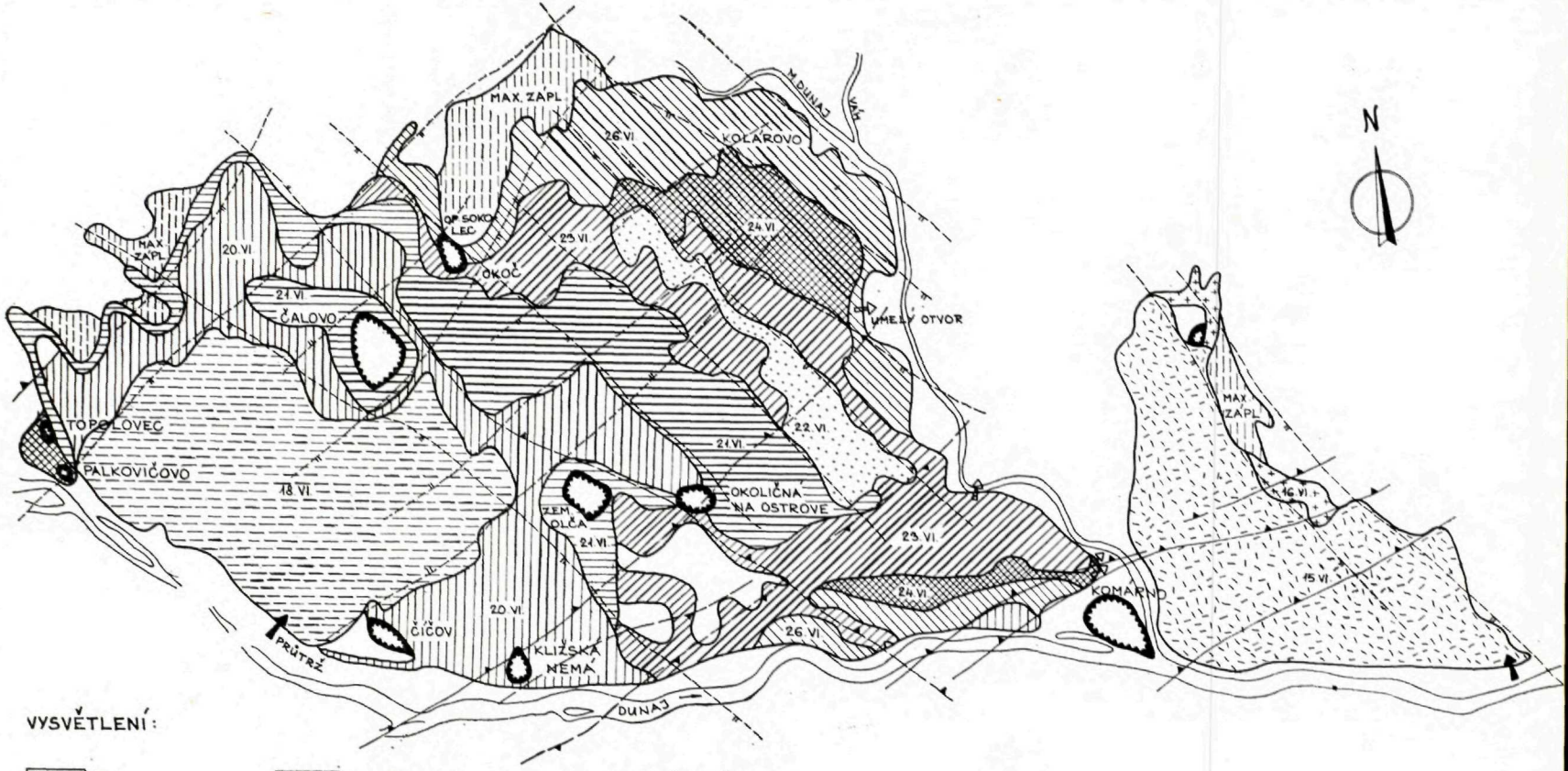
Pokud se týká zlomů, které omezují mezikru, platí pro obdobné případy, že pravděpodobně hloubkový význam a funkci má jen jeden, hlavní zlom. Druhý okrajový zlom se obvykle k hlavnímu zlomu přibližuje, až zanikne. Takovou funkci může mít západní zlom gabčíkovský. Zlom sládkovičovský má rovněž ve struktuře 3. korelačního obzoru totožný průběh i výšku skoku.

Úklony přítomných zlomů nebyly přímo vrtně prověrované. Z nezčetných zjištění v ostatních karpatských pánvích však můžeme jejich sklon v mezích 45—50° považovat za objektivní. Odpovídá mechanice vertikálních pohybů ker v nezpevněných sedimentech, v mladých karpatských pánvích s poklesovou tektonikou.

Hydrologická pozorování za dunajské povodně v r. 1965 a jejich zhodnocení

Během katastrofální dunajské povodně v létě 1965, v rámci opatření proti šíříci se záplavě, se uskutečnilo letecké snímkování postupující záplavy. S výjimkou jediného dne (19. VI.) byly pořízeny snímky pravidelně každý den ve stejnou dobu od 18. VI.—26. VI. Kromě toho byl zachycen okraj maximální záplavy. Takto bylo zachyceno území, které zabírá asi 3/4 plochy Žitného ostrova, a to jeho jv. díl. Zaplavené území je na SZ ohraničeno přibližně linií směru JZ — SV probíhající přes Šamorín k Malému Dunaji. Další hranici záplavy z čičovské průtrže tvoří pak tok Dunaje na J a Malého Dunaje na SV. Záplava v. Komárna je samostatnou a plošně podstatně menší. Všechny pořízené snímky byly zakresleny do mapy (obr. 4). Mimo zaplavené oblasti jsou na mapě zobrazena území, která zaplavena nebyla a území, která byla uměle uchráněna před záplavou. Kromě mapy postupu vody byla vyhotovena též mapa ustupující záplavy, a to za stejných časových podmínek. Tato mapa je však již daleko méně instruktivní.

Přiložená mapa denního postupu záplavy není přirozeně podkladem exaktním. Přesnější vyhodnocení tohoto efektu by si bylo žádalo z množství snímků v krátkych intervalech provést časovou studii o rychlosti postupu a stabilisaci



Mapa postupu záplavy za povodně v r. 1965

J. JANÁČEK, 1966

m = 1:250 0000

Obr. 4

okrajů záplavy. Přesto i tak je získaný obraz velmi zajímavý. Jeho geologické zhodnocení připouští i když nikoli snad jednoznačné závěry, tedy velmi pozoruhodné předpoklady. Schematický záznam denního postupu šíření se záplavy není nijak chaotický a neusměrněný, nýbrž zdá se být zákonitý. Regionálně je vidět, že postupné zaplavování je zcela jasně ovlivněno dvěma lineárními směry, a to JZ — SV a JV — SZ. Tyto směry jsou totožné s dvěma hlavními tektonickými směry v pánvi. V detailu nejsou přirozeně okraje záplavy přímé linie, avšak uvedené směry vyznačují dobře. Stejně tak pozoruhodným a názorným úkazem bylo, že to byly právě oblasti vyšších a vysokých ker u Číčova, Kližské Nemé a Komárna, které zůstaly záplavou nedotčené. Jejich okraje dobře souhlasí se zjištěnými a pravděpodobnými zlomy v těchto oblastech. Jsou to zlomy karpatských směrů.

Záplava na Žitném ostrově plnila funkci velmi přesné a názorné nivelace jinak nepozorovatelných depresí a elevací kvarterního povrchu v řádovém měřítku centimetrovém. Tyto deprese a elevace mohou být výsledkem recentních poklesů a relativních zdvihů a představovat tak obraz, který je v přímém vztahu s recentními vertikálními pohyby ker. Při hodnocení schematu se skutečně zdá, že směry SZ — JV jsou mimo centrální část pánve výraznější a tudíž účinnější. Zvláště velmi názorné, typicky lineární je rozšíření záplavy dne 21. VI., 22. VI. a 23. VI. západně od Čalova.

Nabízí se ještě další výklad tohoto zjevu, a to jako možný výsledek formování se recentního povrchu destrukčními činiteli, erosí a denudací, hlavně větrem, jako je tomu na př. na sousedním maďarském území, mezi jezerem Balaton a řekou Tisou. Tam na rozsáhlém území v regionálním měřítku můžeme pozorovat charakteristické a pozoruhodné SZ — JV usměrnění recentních tvarů povrchu. I když tento výklad není u nás aspoň dílem vyloučen, zůstává skutečností, že sama jeho podstata musí mít hlubší, t. j. strukturní a vývojovou návaznost v hlubším podkladu.

Přínos studie struktury k teoretickému a aplikovanému výzkumu

Teoretické výsledky provedeného strukturního výzkumu v centrální části Podunajské pánve, které byly přehledně v předchozích statích uvedeny, souvisí a navazují přímo na problémy praktického výzkumu. Identifikace zlomových linií, pásem a zjištění elevačních a depresních vrstevních struktur byla předpokladem a předem stanoveným úkolem pro prováděný výzkum (J. Janáček 1966, 1967).

Hlavním úkolem, který výzkum řešil, bylo *získat inženýrsko-geologické a hydrogeologické podklady pro projekci a výstavbu vodního díla na Dunaji.* Úkol byl splněn a problém vyřešen, pro původní projekt derivace i pro pozdější rozšířený projekt 2 říčních stupňů. V místech navržených objektů díla u Gab-

číkova, Vojky a Kližské Nemé, byly na podkladě podrobného výzkumu identifikované zlomy a zjištěny jejich potřebné parametry. Na podkladě předložených strukturních map byla stanovena resp. změněna původně situace klíčových objektů vodního díla. Byly vymezeny nejdůležitější kry a kerné celky významné pro hodnocení a posouzení kerné mobility a recentní seismicity území. Již v projektu prací, dílčí zprávě a pojednání z r. 1966 byl zdůrazněn předpoklad o významu mladých, funkčně živých zlomů pro šíření se seismických recentních vln. Zvláštní důležitost a význam se kladl předně poruchám příčným (SZ), které v mladé výplni pánve mohou být v důsledku stylu stavby poruchami silově uvolněnými a v předneogenním podkladu pánve poruchami o značném hloubkovém významu. Podobnou charakteristiku zlomů v předneogenním podkladu uvádí T. Buday—V. Špička (1967). Kerné poklesy podle směrných (SV) dislokací mohou být zde značně brzděny sekundárními tlaky, které vznikají při poklesávaní ker do hloubky v omezeném prostoru pánve.

Tento teoretický výklad zdůvodňující větší význam hloubkově založených příčných poruch při šíření se seismických vln, než poruch směrných je v Podunajské nížině naprosto ve shodě s pozorováním projevů zemětřesení za léta 1756—1956 (A. Dvořák 1958) i let dalších. Zemětřesení dne 12. 1. 1956, jehož epicentrum se nalézalo v sz. Maďarsku, proniklo v radiálním směru až na Slovensko. Radiálního charakteru byl postup zemětřesení i v r. 1963. Epicentrum posledního zemětřesení zaznamenané 16. IX. a 20. IX. 1967 o síle 4,5° se nalézalo mezi Sološnicou a Pezinkem a kryje se známým malokarpatským epicentrem. Konstrukční zobrazení isočar stejné intensity kolem epicentra ukazuje rovněž charakteristicky radiálně protažený tvar (J. Brouček 1967).

V předchozích statích bylo uvedeno, že provedeným vrtním výzkumem nebyly, resp. nemohly být žádné radiální zlomy v centrální části pánve zjištěny. Identifikované byly toliko směrné karpatské zlomy. Je však třeba zdůraznit, že existenci příčných poruch nemůžeme ani v centrální dunajské oblasti vyloučit, což platí přirozeně pro ostatní části pánve, zvlaště okrajové (Z. Adam—M. Dlabač 1959; T. Buday 1962; J. Seneš 1962) Je pro to řada důvodů:

1. Ze vzdálenějších oblastí v pánvi jsou příčné zlomy v neogenní výplni známe, i když jsou řídké. Většinou byly zjištěny geologickou interpretací seismických měření a ověřeny hlubinnými vrtbami.

2. Zkoumaná podunajská oblast je v jz. — sv. směru velmi úzká, takže učiněná zjištění nepřítomnosti radiálních zlomů nelze přijímat za jednoznačně regionálně platná.

3. Podunajská pánev nečiní zajisté žádnou výjimku mezi jinými mladými karpatskými pánvemi. Naopak, jejich základní styl stavby má mnoho společných znaků. Je to předně založení a vývoj podle směrných syngenetických i epigenetických poklesných dislokací a přítomnost méně hojných, avšak většinou významných zlomových linií příčných.

Tyto příčné zlomy mají hloubkové předmiocenní založení, a proto jejich význam z hlediska recentní seismicity je prvořadým. Ve vnitroalpské pánvi mají směr hercynský a narušují hluboké podloží (T. Buday—V. Špička 1959). Stejného sudetského směru jsou radiální poruchy i v předkarpatském prohybu a Podunajské pánvi.

Je možno uzavřít, že přítomnost příčných poruch ve střední části pánve, právě tak jako na ostatním území pánve, musíme připustit. V rozporu s dřívějšími názory však je opodstatněný předpoklad, že jejich projevy v neogenní výplni jsou vcelku nikoli hojné a zřetelné. Zato však jejich hlubinný význam bude patrně značný (T. Buday—V. Špička 1967). Pokud se týká směrných zlomů, některá zjištění nasvědčují tomu, že je třeba i u zlomů karpatských směrů počítat s možnou recentní seismickou aktivitou. Některé směrné zlomy jeví funkci (výšku skoku) i v pleistocenním souvrství dunajských štěrků. Je pravděpodobné, že svou funkci si zachovávají i v holocénu. Jiné směrné zlomy však tuto funkci v kvarteru prokazatelně postrádají. Nesoulad mezi regionálním charakterem vrstevní struktury nejvyššího pliocénu a mezi kernou stavbou (relativní pokles synklinály pánve, pokračuje k JV do vyšších ker), nasvědčuje skutečně tomu, že byly zlomy postgeneticky činné. Podporou toho jsou i hydrogeologická pozorování během velké dunajské povodně v r. 1956 (obr. 4). Při postupu záplavy uplatnily se nejen směry SZ — JV, ale i směry SV — JZ. Zákonité šíření se záplavy v obou hlavních směrech, a to zřetelně lineárně, může být působeno nepozorovatelnými terenními stupni v místech výchozů hlavních systémů tektonických narušení.

Provedený výzkum obohatil dosavadní *hydrogeologické* znalosti v centrální části pánve o některé významné poznatky:* Dosud přijímané názory sloužící jako podklady pro hydrogeologická hodnocení oblasti, předpokladaly mocnost svrchního zvodnělého obzoru dunajských štěrků 250 m. Novým výzkumem byla zjištěna maximální mocnost dunajských štěrků 300 m. Pod nimi následuje 300 m mocná serie písků kolárovských vrstev. Jejich mocnost však nikde na pokleslé kře není úplná, a to v důsledku různě intensivního odnosu před uložením pleistocénu. Avšak i tak docházíme k celkové mocnosti svrchního zvodnělého obzoru více než 520 m.

I když je v serii kolárovských vrstev přítomna řada, často facielně stálých nepropustných pelitických obzorů, je třeba celé souvrství považovat za jediný hydrogeologický obzor. To proto, že souvislost málo mocných nepropustných obzorů je narušena řadou přítomných zlomů o větší výšce skoku, než činí mocnost nepropustného pelitického obzoru. Tím dochází k přímému spojení vodního obzoru v nadloží a podloží vrstvy a k podstatnému zvětšení nádrže podzemní vody do hloubky.

Provedenými pracemi byly pro hluboká souvrství štěrků a písků definované

* Nevyplývají však přímo z hodnocení tektonických.

a vymezené rajony filtrační nehomogenity. Pomocí piezometrů byla zjištěna filtrační nehomogenita celého vodního obzoru v horizontálním i vertikálním směru a definovány její parametry. Byly zjištěny obzory artézských vod v písčitých obzorech vyššího pliocénu na vysokých hrásťových krách u Kližské Nemé. Byl vymapován tvar předkvarterního povrchu a vyřešena geologická stavba vysokých hrásťových ker u Kližské Nemé, které tvoří významný předělový práh velké nádrže podzemní vody.

V užší oblasti u Komárna byl strukturním výzkumem zjištěn ve zkrasovatelém triasovém vápenci v hloubce 1140 m velmi výdatný obzor středně mineralizované vody, kalcium-chloridového typu o teplotě 54,5° C a positivním přetoku 480 m^3/24 hod. Mineralisace vody je 5941,6 g/l, tvrdost 214,5° N. V souvrství podložního svrchního miocénu a hlubšího pliocénu bylo na strukturních vrtbách elektrokarotážně identifikováno množství zvodnělých poresních obzorů, které nebyly čerpacími pokusy prozatím prověřované. V okrajových krách je voda těchto obzorů nepochybně sladká. Hlouběji v pánvi je v sarmatu brakická a v hlubším panonu může být slabě brakická.

Tektonický výzkum centrální části pánve přinesl též cenné podklady pro *vyhledávaní živic*. S ohledem na odlišnou orientaci prováděného výzkumu mají získané informace převážně *orientační* charakter. Výzkumem se prokázalo, že užší studovaná oblast se nalézá v místě nejhlubší osní deprese pánve, což teoreticky snižuje její cenu z hlediska možných akumulací živic. Nicméně i zde byla učiněna zajímavá zjištění. Je to předně nalezení významných gabčíkovských zlomů a ověření zlomu sládkovičovského. Oba zlomy jsou nesporně liniemi pánevního významu a jejich sledování do regionálně vyšších strukturních poloh se jeví z hlediska výzkumu živic zajímavým úkolem. Tomu nasvědčuje zjištění lokální akumulace hořlavého plynu na vrtbě 1/III. na gabčíkovské mezikře, j. od osady Gabčíkovo. Volná erupce plynu nastala z nejvyššího pliocénu, z písčitého obzoru v hloubce 299—344 m. Jde tu nesporně o lokální, prakticky nevýznamnou akumulací plynu při gabčíkovském zlomu, ve struktuře neznámého tvaru. Toto negativní ohodnocení je podpořeno mimo to nejmladším věkem zaplyněného obzoru a regionálně nejnižší strukturní polohou v pánvi.

Nicméně je třeba tuto indikaci hodnotit jako významnou: Je to prvý výron hořlavého plynu v centrální části pánve. Naznačuje, že i sladkovodní souvrství pliocénu nelze v hlubokých částech pánve vyloučit z možných perspektivních souvrství. Indikuje možnost přítomnosti významnějších akumulací v seriích podložních. Zhodnocuje význam gabčíkovského zlomového pásma jako možné významné poruchy pro vznik struktur a akumulace živic. Jeho význam však je větší dále od úsřední hlubiny. Stejně významný pro sledování výše do pánve může být zlom sládkovičovský. Přítomnost akumulací ani přítomnost struktur zde však zjištěna přímo nebyla. Kromě uvedených zjištění je třeba považovat

za zajímavou oblast celé vysoké kry jv. od gabčíkovského zlomového pásma, až po Kližskou Nemou. Je to oblast relativně strukturně vysoká, zajisté s řadou významných směrných poruch a kernou stavbou. Stejně je možno hodnotit i území mezi Kližskou Nemou a Komárnem.

Provedený výzkum však přinesl i cenné výsledky na úrovni podrobného strukturního výzkumu, a to v užší oblasti nevyšší kry u Kližské Nemé. Vysoká kra hrástě u Kližské Nemé se zajímavou uzavřenou elevační strukturou v pontu je nejvýraznějším strukturním tvarem ve studované oblasti. Je přesně a detailně indikovaná geoelektrickým výzkumem (V. Kátlovský 1966). Projevuje se velmi zřetelně na levantském povrchu jako dominantní předkvarterní morfologická elevace, na níž pliocenní podloží vystupuje prakticky až k dnešnímu povrchu. Hlubší struktura pliocénu na této elevaci sice zkoumána nebyla, avšak ve zmyslu předchozích závěru o přímém vztahu struktury a starého povrchu, je možno učinit závěr o souhlasné elevační vrstevní struktuře nejvyšší kry. Úpad vrstev na nižších krách je prokázán ve vyšším pliocenu ve 3 směrech: k ZS, k SV a k JZ. Pouze ve směru k JV jeví se za zlomem již stoupání vrstev k okraji.

Výzkumnými pracemi nebyly tu ovšem podrobně prověřeny parametry zjištěných zlomů, nezbytné pro vyhledávání živic. Jsou to genese zlomů, jejich funkce, hloubkový průběh, těsnící vlastnosti, výška skoku a charakter sklonu a j. To je hlavním úkolem dalších, navazujících vyhledávacích prací. Úplné prověření hloubkového charakteru omezujících zlomů vysoké kry je nezbytné pro ocenění významu struktury. To proto, že v regionální gravimetrické mapě (J. Ibermajer—L. Mottlová 1960), není elevační struktura Kližská Nemá indikovaná.

Do tlače odporučil M. Dlabač

LITERATÚRA

[1] Adam Z.—Dlabač M., 1962: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věstník ÚUG XXXVI, Praha. — [2] Barta R., 1965: Vodné dielo Dunaj — geofyzikální prieskum (geoelektrika). Rukopis. zpráva. Archiv GP Žilina, Geofyz. stredisko. Bratislava. — [3] Brouček I., 1967: Sdělení SAV, Bratislava. — [4] Buday T.—Špička V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídenské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpr. ČSAV. 9/69, Praha. — [5] Buday T.—Cambel B.—Maheľ M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Wien—Bratislava. Geofond, Bratislava. — [6] Buday T.—Špička V., 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánví. Zbor. geol. vied, Záp. Karpaty zv. 7, Bratislava. — [8] Čepek L., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. Sborník SGÚ, Praha. — [9] Čepek L.—Koutek J., 1935: Zpráva o geologickém výzkumu Dunaje

v r. 1934. Manuskript-archív Geofondu, Praha. — [10] Čepek L.—Koutek J.—Zoubek V., 1937: Geologický posudek o čsl. Dunaji. Manuskript-archív Geofondu, Praha. — [11] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. Geol. práce, Zoš. 59, Bratislava. — [12] Dlabač M.—Adam Z., 1969: Geologická interpretace reflexně-seismického měření v Malé dunajské nížine, tektonické členění a rozbor struktur. Zpráva. Výzk. ústav ČND, Brno. Manuskript-archiv Geofondu, Praha, Bratislava. — [13] Dvořák A., 1958: Mapa seismických oblastí a hlavních zemětřesení pozorovaných v ČSR v obdobích 1756—1956. Ústav stavební geologie, Praha. — [14] Horová M. a kol., 1967: Zpráva o reflexně-seismickém výzkumu oblasti JV od Šamorína. Rukop. zpráva. Archiv Geofyziky, Brno. — [15] Ibermajer J.—Mottlová L., 1960: Zhodnocení gravimetrických a magnetických materiálů Malé dunajské nížiny. Manuskript-archiv UGF, Brno. — [16] Ibermajer J. —Mottlová L., 1963: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. SGF řada ÚG. sv. 1, Praha. — [17] Janáček J., 1961: Příspěvek hlubinného průzkumu k poznání hydrogeologie spodních vod Malé dunajské nížiny, vzhledem k poměrům nejvyšších zvodnělých obzorů. Sborník ÚÚG Praha, Geol. XXVI — 1959, 2. díl, Praha. — [18] Janáček J., 1964: Projekt tektonického výzkumu oblasti přívodního kanálu vodního díla Dunaj II. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Janáček J., 1965: Doplňující projekt tektonického výzkumu oblasti vodního díla Dunaj. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Janáček J., 1966: Dodatek k projektu tektonického výzkumu oblasti vodního díla Dunaj. Manuskript-archiv GÚDŠ, Bratislava. — [21] Janáček J., 1966: Pololetní situační zpráva o stavu tektonického výzkumu v oblasti vodního díla Dunaj. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Janáček J., 1966: Předběžná zpráva o výsledku doplňujícího tektonického výzkumu oblasti vodního díla Dunaj. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Janáček J., 1966: Tektonický výzkum oblasti vodního díla Dunaj. Roční zpráva za r. 1966. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [24] Janáček J., 1966: Problémy tektonické stavby oblasti vodního díla Dunaj. Geol. práce, Správy 38, Bratislava. — [25] Janáček J., 1967: Tektonický výzkum v oblasti vodního díla Dunaj. Záverečná zpráva za r. 1965, 1966. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [26] Janáček J., 1967: Nové poznatky o tektonice centrální části Podunajské nížiny. Text přednášky na konferenci o tektonice Záp. Karpát v Tatranské Lomnici, 1967. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Janáček J., 1968: Nové stratigrafické poznatky v mladých pliocenních sedimentech výplně centrální části Podunajské pánve, při výzkumu pro vodní dílo Dunaj. Rukopis. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [28] Janáček J., 1969: Nove stratigrafické poznatky o pliocenní a pleistocenní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. práce, Správy 50, Bratislava. — [29] Kalmykov G. N.—Kalmykova T. J., 1953: Závěrečná zpráva o reflexně-seismickém průzkumu oblasti Kolárova. Rukop. zpráva. Archiv ČND, Hodonín. — [30] Karník V.—Tobiáš V.—Vaněk J., 1957: Experimentaller Nachweis äuserst schwacher Erdschütterungen im Gebiet von Komárno. Czechoslov. Journ. Physik., 7. Praha. — [31] Kátlovský V., 1966: Geofyzikálný výskum na lokalite Kližská Nemá — riečny stupeň. Správa. Manuskript-archív IGHP, Bratislava. — [32] Kolesík M., 1949: Závěrečná zpráva o strukturních vrtbách v oblasti Kolárova. Manuskript-archiv ČND, Hodonín. — [33] Koutek J.—Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě, list Bratislava 1:75.000. Knihovna St. G. U., Praha. — [34] Kruis B., 1957, 1959: Výzkum svislých pohybů zemské kůry v seismicky aktivní oblasti komárenské I., II. část. Výzk. ústav topogr. a kartogr., Praha. — [35] Myslil K., 1958: Nové poznatky o geológii a hydrogeológií bratislavského Podunají. Věstník ÚÚG 33, Praha. — [36] Richter J., 1956: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu prováděném v r. 1956.

Manuskript-archiv ČND Hodonín. — [37] Seneš J., 1955: Závěrečná zpráva o výsledkoch základného geologického výskumu oblasti Štúrovo za r. 1955. Manuskript-archiv GP, Turčianske Teplice. — [38] Seneš J., 1957: On possible occurences of Tertiary coal-deposits in the vicinity of Štúrovo. Věstník ÚÚG 32, Praha. — [39] Seneš J.—Buday T., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Nové Zámky—Čalovo. Geofond, Bratislava. — [40] Šamánek J.—Baláš J.—Homola Vl., 1957: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu oblasti Štúrova. Rukopis. zpráva. Archiv ČND, Hodonín.

J. JANÁČEK

BEITRAG ZUR TEKTONIK DER JUNGPLIOZÄNEN SCHICHTEN IM MITTLEREN TEIL DER DONAUNIEDERUNG

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Beim tektonischen Studium des mittleren Teiles der Donau-Niederung für den Bau des Wasserwerkes wurden einige neuen bedeutenden Kenntnisse über den Bau und Struktur dieses Gebietes erworben, die neben dem geologischen Bau, auch die hydrogeologischen Verhältnisse, event. Bitumenvorkommen, die rezente Seismizität und somit auch Mobilität betreffen. Auf Grund der Tiefbohrungen haben wir drei Strukturkarten, und zwar der Morphologie des Levants (I. Leithorizont), der Innenstruktur des Levants (der zweite Leithorizont) und der Oberfläche der oberen Kohleserie des Pont (der dritte Leithorizont). Zwischen diesen Struktureinheiten bestehen bestimmte genetische Beziehungen, die man folgendermassen kurz ausdrücken kann:

a) eine mässig diskordante Position der oberen Kohleserie des Ponts gegenüber den sog. Kolárovo-Schichten (Levant), bzw. eine klare Diskordanz zwischen diesen letzteren Schichten und den pleistozänen limnisch-fluviatilen Schotterschichten;

b) die stimmende Beziehung zwischen der Struktur der Pontschichten und ihren vor der levantischen Transgression modelierten Oberfläche;

c) die stimmende Beziehung zwischen der Struktur des Levants und seiner Oberfläche vor Ablagerung des Pleistozäns;

d) die stimmende Beziehung zwischen der Struktur des Pleistozäns und der rezenten Deckschicht;

e) Eine ununterbrochene Aktivität einiger Dislokationen der karpatischen Richtung bis in die jüngsten Schichtpakete des Levants und Pleistozäns. Diese Tatsache bekräftigt die Bedeutung dieser Dislokationen für die rezente Mobilität des Kernbaues.

Auf allen Strukturkarten tauchen drei gemeinsame Strukturelemente auf: 1. die kernartige Gliederung des ganzen Gebietes durch die Brüche der karpatischen Richtung; 2. die Abwesenheit der Querstörungen in der jüngsten pliozänen Beckenfüllung; 3. eine quer orientierte synklinalartige (Becken-) Struktur des ganzen Raumes.

Es wurden neue, bisher im Beckenzentrum unbekannten Brüche festgestellt, und zwar der westliche und östliche Bruch von Gabčíkovo, welche im Nordosten die Gabčíkovo—Hochscholle von der mittleren eingesunkenen Scholle im Nordwesten begrenzen. Beide Störungen waren aktiv bis in die jüngsten pleistozänen Sedimente.

Im Laufe unserer Untersuchungen konnte die Existenz weiterer Brüche karpatischer Richtung bestätigt werden, die bisher auf Grund der geophysikalischen Forschungen ausserhalb des Beckenzentrums vorausgesetzt waren. So vor allem der Sládkovičovo—Bruch mit dem Fallen nach Südosten, der im Nordwesten die Hochscholle bei Šamorín von der eingesunkenen Zentralscholle in Südosten begrenzt. Seine Aktivität endete vor Absetzung der Pleistozän-Sedimente. Weitere Brüche bei Kližská Nemá begrenzen die hiesige Höchstscholle, ihre Aktivität ist deutlich noch im Levant. Ob sie auch noch im Pleistozän tätig waren, konnte nicht beurteilt werden wegen Abwesenheit dieser Sedimente. Eine weitere Reihe von Störungen konnten wir bei Komárno feststellen.

Im jüngsten Pliozän konnten wir keine Querstörungen finden. Dies bedeutet aber nicht, dass sie im tieferen Untergrund nicht vorkommen können. Im gegenteil, manche Anzeichen lassen ihre Existenz dort vermuten. Manche von ihnen dürfen Störungen sudetischer Richtung sein. Aus langjährigen seismologischen Beobachtungen lässt sich beobachten, dass eben in diesen Richtungen die rezenten Erdbebenwellen sich bewegen.

Interessante hydrologische Beobachtungen wurden während der katastrophalen Überflutung im Jahre 1965 gemacht. Täglich wurde damals mit Hilfe der Flugaufnahmen das Vorgreifen der Überflutung beobachtet. Es konnte festgestellt werden, dass die Überflutung in zwei Richtungen fortgeschritten hatte, die sich mit Richtungen der Dislokationen identifizieren (NW-SO, bzw. NO-SW).

Unsere Studien haben auch neue hydrogeologische Erkenntnisse gebracht. So haben wir festgestellt, dass die Mächtigkeit des oberen Grundwasserhorizontes im Beckenzentrum cca 500—600 m beträgt.

Wir haben auch die geologisch-hydrogeologischen Voraussetzungen für den proponierten Bau des Staudammsystems auf der Donau definiert und die dafür günstigsten Stellen aufgezeichnet unter Berücksichtigung der rezenten Seismizität des betreffenden Gebietes.

Andere Beobachtungen betreffen die Prognosen der Erdöl, bzw. Erdgasvorkommen. Wir haben bedeutende Bruchzonen und Brüche, wie auch die Existenz der Hochschollen und Zonen festgestellt. Bei der Bruchzone von Gabčíkovo hat man bis 600 m tief eine Gasakkumulation in den Pontschichten angebohrt.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Geologické práce, Správy 55 | str. 87—96 | Bratislava | 1971

G. P. BAGDASARJAN*—J. SLÁVIK**—D. VASS***

CHRONOSTRATIGRAFICKÝ A BIOSTRATIGRAFICKÝ VEK NIEKTORÝCH VÝZNAMNÝCH NEOVULKANITOV VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

Abstract. Absolute ages of 13 samples of Neogene volcanic rocks from East Slovakia have been confronted with their stratigraphical position proved or supposed. Absolute ages of biostratigraphically dated rocks agree with earlier absolute dating of West-Carpathian Miocene (with the exception of one sample, most probably it was secondarily „rejuvenated"). The age determinations include the first absolute age determinations of Upper Badenian and a value representing more accurate age determination for Upper Sarmatian or its base. Absolute ages of rocks with their stratigraphical position supposed on the basis of non-biological criterii only partly correspond with the expectance, and in some cases they are even contradictory to the latter.

Na jar 1969 bol vyzbieraný súbor vzoriek z niektorých neogénnych vulkanických hornín východného Slovenska. Vzorky boli podrobené rádiologickému výskumu v Laboratóriu jadernej geochronológie Inštitútu geologických vied Akadémie vied Arménskej SSR v Jerevane, kde v nedávnej minulosti boli úspešne stanovené absolútne veky podobných hornín, pochádzajúcich hlavne zo stredoslovenskej neovulkanickej oblasti, resp. z jej periférie (G. P. Bagdasarjan—D. Vass—V. Konečný 1968, D. Vass—G. P. Bagdasarjan—V. Konečný 1969 a práca G. P. Bagdasarjan—V. Konečný—D. Vass 1970). Rádiologický výskum absolútneho veku bol urobený dvoma Ar/K metódami: objemovou metódou a metódou izotopického riedenia, pričom ako indikátor (trasser) bol použitý monoizotop Ar^{38}. Metodický postup bol totožný s tým, ktorý je uvedený v práci G. P. Bagdasarjan—D. Vass—V. Konečný (1968), resp. D. Vass—G. P. Bagdasarjan—V. Konečný in lit. Každá vzorka bola analyzovaná dva- až trikrát a z výsledkov sa vypočítala priemerná hodnota absolútneho veku. Z 13 vzoriek bolo urobených spolu 32 stanovení. Vo všetkých prípadoch stanovenie absolútneho veku bolo robené z horniny ako celku. Je známe, že takto získané hodnoty absolútneho

* Inštitút geologických vied Akadémie vied Arménskej SSR, Jerevan
** Slovenský geologický úrad, Mlynská dol. 1, Bratislava
*** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

veku sú nižšie ako hodnoty získané z vyseparovaných minerálov, napr. zo sľudy. U treťohorných vulkanitov zníženie je malé a nepresahuje veľkosť chyby Ar/K metódy stanovenia absolútneho veku.

Pri vyčíslení absolútneho veku skúmaných vzoriek boli použité konštanty rozpadu navrhnuté Komisiou pre stanovenie absolútneho veku geologických formácií pri Akadémii vied ZSSR: $0{,}557 \cdot 10^{-10}$ rokov^{-1}

$4{,}72 \cdot 10^{-10}$ rokov^{-1}.

Stratigrafická pozícia skúmaných hornín a ich absolútny vek

Vzorka AV-28, ryolitový tuf z vrtu Žipov-1 (jadro z hĺbky 950—995 m). Pochádza z obzoru, v ktorom sú uprostred sedimentov polohy synvulkanických ryolitových tufov. V spodnej časti je mikrofauna zóny *Spiroplectamina carinata*, vo vrchnej časti mikrofauna balumino-bolivinovej zóny, t. j. predmetný obzor leží na rozmedzí spodnej a strednej časti tortónu s. s. (v zmysle T. Buday—J. Cicha—J. Seneš 1965), resp. v zóne c badenu (A. Papp a i. 1968). Absolútny vek: 16 ± 2 mil. rokov.

Vzorka AV-27, pyroxenický andezit z vrtu Zatín-1 (1709—1714 m). Pochádza z jedného z prúdov, ktoré tvoria komplex mocný až 400 m. Andezitové prúdy sú prevrstvené a pokryté sedimentmi s mikrofaunou bulimino-bolivinovej zóny (J. Slávik—J. Čverčko—R. Rudinec 1968), t. j. vrchnej časti badenu zóny d. *Absolútny vek*: 16 ± 0,8 mil. rokov. Stratigraficky patrí andezit vyššie ako predchádzajúca vzorka AV-28.

Vzorka AV-29, ryolit biotitický z vrtu Zamutov-2 (597—600 m). Pochádza z mocného vulkanogénneho komplexu, v ktorom sa striedajú ryolitové pyroklastiká s polohami ryolitov. Komplex je súčasťou kolčovských vrstiev, ktoré podľa J. Čverčka—Ď. Ďuricu—R. Rudinca (1968) zodpovedajú rotaliovej zóne, t. j. vysladenej časti tortónu s. s., resp. až spodnému sarmatu. Vulkanogénny komplex zodpovedá vrchnej časti vrchného badenu (súčasť zóny d). *Absolútny vek* ryolitového tufu: 15 ± 2 mil. rokov.

Vzorka AV-30, ryolitový tuf z odkryvov v. od obce Kráľovce, okr. Košice. Ryolitový tuf leží v pestrých vrstvách vrchnej vysladenej časti vrchného tortónu (T. Buday in A. Matějka 1964, J. Slávik 1968 a i.) . T. Buday (l. c.), ako aj J. Slávik—J. Čverčko—R. Rudinec (1968) považujú ryolitové tufy z okolia Kráľoviec za ekvivalent ryolitového vulkanogénneho komplexu od Zamutova, čo potvrdzuje aj *absolútny vek*: 15 ± 0,3 mil. rokov.

Všetky uvedené vzorky, z ktorých prvé tri sú datované spoľahlivo a ďalšia, podľa nášho názoru tiež dostatočne, i keď biostratigraficky nie bezprostredne, sú vrchnobadenského veku. *Ich absolútny vek sa pohybuje v rozpätí 15—16 ± ± 0,3—2 mil. rokov.* V geochronologickej škále absolútneho veku západokarpatského miocénu (D. Vass—G. P. Bagdasarjan—V. Konečný 1969 a 1970) údaje o absolútnom veku vrchného badenu chýbajú. Pre spodný baden je uvedená jedna hodnota 18,5 ± 0,9 mil. rokov a pre spodný sarmat dve hodnoty 13,6 ± 2,1 a 13,6 ± 0,3 mil. rokov. V tejto práci prezentované hodnoty absolútneho veku vrchného badenu z východného Slovenska nie sú

v rozpore s vyššie citovanými hodnotami, ale naopak, vhodne dopĺňajú geochronologickú škálu západokarpatského miocénu.

Vzorka AV-33 pyroxenický andezit z lomu pri obci Brehov, jv. od Trebišova. V blízkosti výstupu andezitov v najspodnejších vrstvách sarmatu — v zóne *Cibicides badenensis* boli zistené tufy pyroxenických andezitov (vrty v okolí obce Ptrukša). J. Slávik — J. Čverčko — R. Rudinec (1968) považujú tufy a andezity za súveké. Tejto predstave zhruba zodpovedá aj *absolútny vek 14,7 ± 1,4 mil. rokov.* Treba však pripomenúť, že priemerná hodnota absolútneho veku 14,7 mil. rokov je blízka absolútnemu veku najvrchnejšieho badenu. Uvedená hodnota je priemer z troch stanovení, z ktorých jedno je nízke (12,5 mil. rokov), zatiaľ čo dve ďalšie sú vyššie (15 a 16,5 mil. rokov) a priemer z dvoch posledných by veľmi dobre zodpovedal vrchnému badenu. Nemožno preto vylúčiť, že opisované andezity nie sú staršie než spodnosarmatské. Otázka veku brehovských andezitov si žiada ďalší rádiologický výskum.

Vzorka AV-31 dvojpyroxenický andezit z veľkolomu jz. od obce Ruskov, jv. od Košíc. Andezity, a to aj priamo v lome, sú zakryté slienitými ílmi spodného sarmatu (M. Kuthan in V. Čechovič a i. 1963). J. Slávik (1968) na základe regionálnej korelácie kladie extrúziu týchto andezitov na bázu zóny veľkých elfídií, resp. na hranicu tejto zóny a zóny *Cibicides badanensis.* Pozícia ruskovských andezitov by teda mala byť blízka hranici baden-sarmat. *Absolútny vek 14 ± 1 mil. rokov* je v dobrom súlade s touto predstavou.

Vzorka AV-35 andezit pyroxenicko-amfibolický z lomu z. od kóty Medveďová pri obci Vinné, okr. Michalovce. V lome bezprostredne stratigrafickú pozíciu andezitového prúdu nevidieť. Na základe petrografickej povahy a geologickej pozície J. Slávik (in M. Brodňan a kol. 1959) považuje tieto andezity za ekvivalent aglomerátovo-tufitickej série, ktorej stratigrafická pozícia je zistená viacerými vrtmi. V jej podloží sú slienito-ílovité vrstvy s mikrofaunou Grillovej (1943) sarmatskej zóny *Elphidium hauerianum* (D. Prokšová in M. Brodňan a i. 1959), v nadloží sú usadeniny s makrofaunou bessarabu, resp. s foraminiferovými spoločenstvami zóny *Nonion granosum* (O. Jendrejáková — J. Seneš — J. Slávik 1957). M. Brodňan — S. Polášek — J. Slávik (in M. Brodňan a kol. 1959) radia aglomerátovo-tufitickú sériu k spodnej časti zóny *Nonion granosum* (vrchný sarmat Viedenskej panvy, resp. stredný sarmat alebo bessarab v. extrakarpatskej oblasti) alebo k vrchnej časti zóny *Elphidium hauerinum* (stredná časť sarmatu Viedenskej panvy alebo vyšší spodný sarmat — volhyn vo východne extrakarpatskej oblasti).

Absolútny vek andezitov z okolia kóty Medveďová: 13,5 ± 2,3 mil. rokov je vcelku v súlade s uvedenou predstavou. Zdá sa však, že keby sme vylúčili z priemeru troch stanovení extrémnu hodnotu (17 mil. rokov), dospeli by sme k hodnote 11,75 ± 0,25 mil. rokov, ktorá by bola z geologického hľadiska prijateľnejšia.

Sarmatské vrstvy vulkanických hornín východného Slovenska možno doplniť absolútnym vekom tufu z Nižnej Myšle, j. od Košíc, ktorý je 13,6 ± ± 2,1 mil. rokov (D. Vass — G. P. Bagdasarjan — V. Konečný 1969, 1970), Tufy pochádzajú z vrstiev zóny veľkých elfídií (V. Čechovič — D. Vass 1960), ktoré J. Švagrovský (1964) nazýva myšľanské vrstvy a považuje za ekvivalent vyššieho volhynu. J. Slávik (1968) kladie vznik do vrchnej

časti zóny veľkých elfídií. Treba však zdôrazniť, že koincidencia absolútnych vekov andezitov z lokality Medveďová a tufov z Nižnej Myšle nemusí znamenať ich synchrónny vznik, a ako sme vyššie uviedli, andezity z Medveďovej sa z geologického hľadiska javia mladšie. Tejto otázke bude potrebné venovať väčšiu pozornosť.

Vzorka AV-34, perlitický ryolit zo severného okolia obce Viničky, j. od Trebišova. I. Ferenczi (1943) považoval tieto ryolity za sarmatské, M. Kuthan in V. Čechovič a i. (1963) za spodnosarmatské. Ľ. Ivan (1964) na základe vrtných prác konštatuje, že ekvivalenty predmetných ryolitov, striedajúce sa s tufmi, ležia v nadloží najspodnejšieho sarmatu.

J. Slávik—J. Čverčko—R. Rudinec (1968), J. Slávik (1968) kladú vulkanickú aktivitu, ktorej produktmi majú byť aj predmetné perlitické ryolity, do vrchnej časti elfídiovej zóny, resp. až do spodnej časti zóny *Elphidium hauerinum*. Absolútny vek perlitického ryolitu z Viničiek 12 ± 0,5 neprotirečí v zásade geologickým úvahám o ich veku, pripomíname však, ako to dokazujú absolútne veky, že vulkanická aktivita, ktorej produktmi sú tufy myšľanských vrstiev, a aktivita, ktorej produktom je perlitický ryolit od Viničiek, neboli synchrónne.

Na druhej strane pomerne dobrá zhoda v absolútnom veku je medzi perlitickými ryolitmi od Viničiek a komplexom spečených tufov, s významným perlitickým obzorom uprostred, z vrtu pri obci Komárovce, jz. od Košíc (absolútny vek: 12,72 ± 0,75 mil. rokov; G. P. Bagdasarjan—D. Vass—V. Konečný 1968; M. Pulec—D. Vass 1969). Keďže všetky perlitické horniny východného Slovenska majú nápadne blízku geologickú pozíciu, lokalizáciu v priestore i petrografickú charakteristiku, môžeme ich pokladať takmer za synchrónne, za produkt výraznej a charakteristickej vulkanickej činnosti, spadajúce do vyššej časti sarmatského obdobia. Z pyroklastických produktov tohto vulkanického procesu sú odvodené bentonity a absolútny vek určuje aj spodnú hranicu bentonitizačného procesu na najvýznamnejších ložiskách bentonitu Slovenska.

Vzorka AV-32, pyroxenický andezit z okolia obce Plešany pri Kráľovskom Chlmci. O veku týchto andezitov J. Janáček (1959) na základe domnienky, že predmetné andezity prerážajú tzv. šedú sériu spodného sarmatu, usudzuje, že vznikli koncom obdobia zóny veľkých elfídií. J. Slávik (1968), J. Slávik—J. Čverčko—R. Rudinec (1968) uvažujú o synchrónnosti týchto andezitov s andezitovými tufmi v olšavských vrstvách (J. Švagrovský 1964), resp. považujú ich za ekvivalenty vyššie spomínaných andezitov z Ruskova a Brehova.

Absolútny vek 16,7 ± 0,1 mil. rokov túto predstavu nepotvrdzuje a podľa neho andezity od Plešian by mohli byť skôr ekvivalentom andezitov z vrtu Zatín-1 a vznikli v období vrchného badenu.

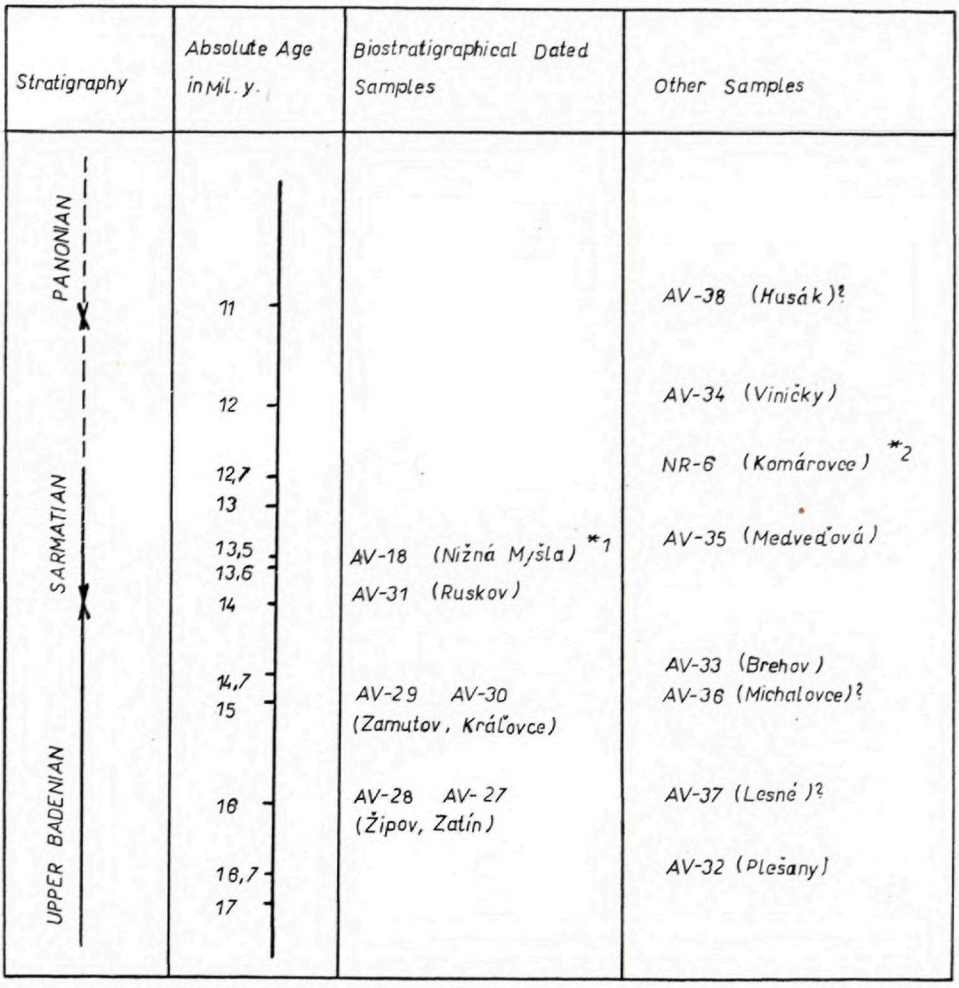
Vzorky AV-36 a AV-37, fluidálne ryolity s granátom z lomu na úpätí kóty Hrádok pri Michalovciach (AV-36) a z lomu pri obci Lesné, okr. Michalovce (AV-37). Na oboch lokalitách ryolity tvoria typické dómy a sú si petrograficky veľmi podobné. V starších prácach boli považované za tortónske (badenské — J. Švagrovský—J. Seneš 1957; B. Leško 1955). J. Janáček (1959) na základe prítomnosti podobných ryolitov a ryolitových tufov v spodnom sarmate vo vrtoch v okolí obce Lesné — Michalovce sa domnieva, že predmetné ryolity sú produktom toho istého vulkanizmu. J. Slávik (in M. Brodňan a kol. 1959) považuje ryolity Hrádku pri Michalovciach za ekvivalenty granátických ryolitových tufov v tzv. medziuhoľnej tufitickej sérii podvihorlatskej panvy, ktorej vek podľa superpozície sa odhadoval na vrchný sarmat (v zmysle Grillovho — 1943 členenia sarmatu Videnskej panvy). Neskôr bolo konštatované (A. Kocák—M. Mořkovský 1967), že medziuhoľná tufitická séria spolu s vrchnou uhoľnou sériou podvihorlatskej panvy leží diskordantne na rôznych obzoroch sarmatu a v podloží pestrých vrstiev pontu, a že teda najskôr zodpovedá panónu. Preto tiež J. Slávik—J. Čverčko—R. Rudinec (1968) považujú fluidálne ryolity za panónske. *Absolútny vek fluidálnych ryolitov: vzorka AV-36 15 mil. rokov; vzorka AV-37 16 mil. rokov.* Hodnoty absolútnych vekov u oboch vzoriek sú pomerne blízke, potvrdzujú ich genetickú príbuznosť a azda aj synchrónny vznik. Nepotvrdzujú však na základe nepriamych dôkazov predpokladané stratigrafické zaradenie.

Na základe tohto zistenia musíme predpokladať, že granátické ryolitové tufy podvihorlatskej oblasti, ktorých vek je preukázateľne panónsky (G. G. Sasin—J. Slávik 1968), nie sú explozívnym ekvivalentom ryodacitových dómov (kumulodómov) Lesné a Hrádok. Posledné by mohli byť ekvivalentom ryolitových tufov zóny veľkých elfídií, lenže báza tejto zóny nie je staršia ako 14 mil. rokov. Absolútne veky fluidálnych ryolitov oboch lokalít stoja najbližšie k absolútnemu veku zamutovských ryolitových tufov a tufov od Kráľoviec, t. j. vrchnobadenských ryolitových tufov. Tomuto však protirečí neprítomnosť ryolitových pyroklastík vo vrchnom badene (rotaliová zóna) v okolí Michaloviec a Lesného. Otázku veku študovaných ryolitov bude treba doriešiť.

Vzorka AV-38 dacitoandezit z lávového prúdu, odokrytého v lome v obci Husák na jz. úpätí pohoria Popričný. Podľa posledných výskumov J. Slávika (1969) patrí k vulkanogénnemu komplexu pliocénneho veku a predstavuje bazálnu časť vrchnej vulkanickej etáže pohoria Vihorlat—Popričný, ktorá mala vzniknúť v levante. Priame paleontologické dôkazy však chýbajú. Absolútny vek dacitoandezitov z Husáka 11 $\pm$ 1 miliónov rokov odporuje tejto predstave. Malo by ísť o horninu staršiu, azda panónsku (porovnaj na jednej strane absolútny vek pravdepodobne panónskych ryolitov od Kremničky, okr. Žiar n/Hronom 11,2 $\pm$ 0,3 mil. rokov, a na druhej strane neprítomnosť

Číslo vzorky	Názov horniny, lokalita	Obsah K v %	K^{40}g/g . 10^{-6}	% radiogen. Ar^{40}	Ar^{40} $sm^3/g.10^{-6}$	Ar^{40} $g/g.10^{-9}$	$Ar^{40}/K^{40}.10^{-3}$	vek v mil.	stredná hodnota v mil. r.	metóda
AV-26	Ryolitový tuf chloritizovaný, Nižný Hrabovec, okr. Vranov	2,12	2,58	4,35	0,76	1,35	0,52	9,4		iz. ried.
		2,12	2,58	17,20	0,69	1,24	0,48	8,6	8 ± 0,9	objem
		2,12	2,58	3,94	0,57	1,02	0,40	7,2		iz. ried.
AV-27	Pyroxenický andezit, vrt Zatín – 1 (1709 – 1714 m), okr. Trebišov	1,25	1,52	7,9	0,82	1,47	0,96	17,0		i. r.
		1,25	1,52	32,3	0,75	1,33	0,87	15,6	16 ± 0,8	
		1,25	1,52	12,1	0,70	1,25	0,82	15,0		i. r.
AV-28	Ryolitový tuf. vrt Žipov – 1 (950 – 955 m), okr. Trebišov	1,31	1,60	9,77	0,69	1,24	0,77	14		i. r.
		1,31	1,60	25,0	0,965	1,73	1,08	19	16 ± 2	
		1,31	1,60	6,60	0,71	1,28	0,82	15		i. r.
AV-29	Biotitický ryolit, vrt Zamutov – 2 (597 – 600 m), okr. Vranov	0,47	0,57	2,61	0,27	0,48	0,84	15		i. r.
		0,47	0,57	3,50	0,34	0,60	1,02	18	15 ± 2	o.
		0,47	0,57	1,29	0,19	0,33	0,67	12		i. r.
AV-30	Ryolitový tuf Kráľovce, okr. Košice	2,99	3,65	8,07	1,47	2,63	0,78	14		i. r.
		2,99	3,65	17,50	1,70	3,05	0,84	15	15 ± 0,3	o.
		2,99	3,65	8,74	1,68	3,01	0,82	15		i. r.
AV-31	Dvojpyroxenický andezit Ruskov, okr. Trebišov	1,01	1,23	7,42	0,60	1,07	0,87	15		i. r.
		1,01	1,23	35,9	0,50	0,89	0,72	13	14 ± 1	o.
AV-32	Pyroxenický andezit Plešany pri Kráľovskom Chlmci, okr. Trebišov	1,39	1,69	60,0	0,87	1,57	0,93	16,6		o.
		1,39	1,69	14,8	0,73	1,31	0,94	16,8	16 ± 0,1	i. r.
AV-33	Pyroxenický andezit Brehov, okr. Trebišov	1,49	1,82	3,90	0,85	1,52	0,84	15		i. r.
		1,49	1,82	4,50	0,70	1,26	0,69	12,5	14,7 ± 1,4	o.
		1,49	1,82	3,2	0,93	1,67	0,92	16,5		i. r.
AV-34	Perlitický ryolit Viničky, okr. Trebišov	3,51	4,28	5,54	1,54	2,75	0,64	11,5		i. r.
		3,51	4,28	6,80	1,68	3,01	0,70	12,5	12 ± 0,5	o.
AV-35	Pyroxen-amfibolický andezit, kóta Medveďová pri Vinnom, okr. Michalovce	1,70	2,07	38,1	0,74	1,33	0,64	11,5		i. r.
		1,70	2,07	78,9	1,13	2,02	0,98	17	13,5 ± 2,3	o.
		1,70	2,07	9,94	0,75	7,34	0,65	12		i. r.
AV-36	Fluidálny ryolit, kóta Hrádok (Michalovce)	3,51	4,28	8,20	1,98	3,54	0,83	15		o.
		3,51	4,28	4,47	2,01	3,60	0,84	15	15 ± 0	i. r.
AV-37	Fluidálny ryolit, Lesné, okr. Michalovce	2,79	3,40	76,9	1,73	3,10	0,91	16		o.
		2,79	3,40	55,3	1,75	3,13	0,92	16	16 ± 0	i. r.
AV-38	Dacitoandezit, Husák, okr. Michalovce	1,96	2,40	7,62	0,74	1,32	0,55	10		i. r.
		1,96	2,40	15,8	0,91	1,63	0,68	12	11 ± 1	o.

COMPARATIVE DIAGRAM OF CHRONO - AND BIOSTRATIGRAPHICAL DATING OF SOME NEOVULKANITES OF EASTERN SLOVAKIA



*1 .... Value quoted from D. Vass, G.P. Bagdasarjan, V. Konečný 1969, er a Papper in print.

*2 .... Value quoted from G.P. Bagdasarjan, D. Vass, V. Konečný 1968

Korelácia chronostratigrafických a biostratigrafických vekov niektorých neovulkanitov východného Slovenska

Ar^{40} najskôr v dôsledku krátkosti času v bazanitoidoch pri obci Brehy j. od Novej Bane, o ktorých sa predpokladá, že sú vrchnopliocénneho až spodnopleistocénneho veku; (G. P. Bagdasarjan — D. Vass — V. Konečný 1968).

Dacitoandezity z Husáka by mohli patriť k nižšej etáži vulkanického pohoria Vihorlat a Popričný, ku komplexu Kijov—Orechová, predpokladaný vek ktorého je vrchný pliocén (pestrý panón, pont — J. Slávik a i. 1969), ale absolútny vek je aj s touto predstavou v rozpore. Málo pravdepodobné by bolo jej členenie aj k tomu vulkanogénnemu komplexu, kam patria andezity z kóty Medveďová a jej okolia. Niet k tomu žiadnych geologických podkladov a aj hodnoty absolútneho veku sa líšia. Bude preto potrebné preskúmať pozíciu predmetných dacitoandezitov a doplniť ich rádiologický výskum.

Vzorka AV-26, ryolitový chloritizovaný tuf z lomu na východnom okraji obce Nižný Hrabovec, okr. Vranov. Stratigrafická pozícia tufov bola pomerne spoľahlivo určená. Tufy ležia na rozmedzí lanzendorfskej série a tortónu s. s. (T. Buday in A. Matějka a i. 1964), t. j. na hranici spodného a vrchného badenu.

Podľa stratigrafickej pozície ide o najstaršiu horninu zo skúmanej oblasti. Stredná hodnota absolútneho veku je naopak najmenšia — $8 \pm 0{,}9$ mil. rokov a nezodpovedá stratigrafickej pozícii tufov. Najpravdepodobnejšie ide o omladenie účinkom neskorších premien, dôsledkom ktorých môže byť chloritizácia horniny.

Záver

Rádiologický výskum neogénnych vulkanických hornín východného Slovenska priniesol zaujímavé výsledky. Absolútne veky biostratigraficky datovaných hornín sú v dobrej zhode s výsledkami starších absolútnych datovaní (D. Vass — G. P. Bagdasarjan — V. Konečný 1969, 1970) vhodne dopĺňajú škálu absolútneho veku západokarpatského miocénu. Absolútny vek hornín biostratigraficky korelovaných s vrchným badenom je 15, resp. 16 mil. rokov (AV-27 až AV-30). Hodnota 16 mil. rokov patrí horninám z vyššej časti zóny c a zo spodnej časti zóny *d*, hodnota 15 mil. rokov patrí horninám z vyššej časti zóny *d* badenu (zóny badenu v zmysle A. Pappa a i. 1968). Hranica vrchného a spodného badenu, ktorá je najskôr totožná s bázou významnej zóny planktonických foraminifér *Globigerina nepenthes* sa nachádza pod hodnotou 16 mil. rokov (a nad hodnotou 18,5 mil. rokov; porovnaj vyššie citované práce D. Vassa a i.).

Zo sarmatských absolútne datovaných vzoriek spoľahlivo biostratigraficky je korelovaná vzorka zo spodného sarmatu (AV-31). Pochádza z obzoru blízkeho báze sarmatu. Jej absolútny vek je 14 mil. rokov. Túto hodnotu možno chápať

ako hodnotu veľmi blízku absolútnemu veku hranice sarmat (baden). Absolútny vek myšľanských tufov — 13,6 mil. rokov (D. Vass a i. l. c.), ktoré sú biostratigraficky radené do vyššej časti spodného sarmatu (vyššia časť Grillovej (1943) zóny veľkých elfídií) tomu neprotirečí.

Ostatné skúmané horniny neboli priamo biostratigraficky datované. U niektorých je pomerne dobrá zhoda s predpokladaným vekom. Absolútny vek vzorky AV-35: 13,5 mil. rokov koinciduje s vyššie uvedenými absolútnymi vekmi sarmatu. Vo vzťahu k absolútnemu veku myšľanských tufov by však pre vzorku AV-35 bola prijateľnejšia hodnota medzi 12 a 13 mil. rokov, lebo podľa nebiologických kritérií predmetná hornina bola korelovaná so stredným sarmatom (zóna *Elphidium hauerinum*). Absolútny vek vzorky AV-33: 14,7 mil. rokov tiež zhruba zodpovedá predpokladanému stratigrafickému zaradeniu (zóna *Cibicides badanensis* — najspodnejší sarmat), ale hodnota je tiež blízka absolútnemu veku hornín vrchného badenu. Nemožno preto vylúčiť starší než spodnosarmatský vek predmetnej horniny. Absolútny vek vzorky AV-34: 12 mil. rokov potvrdil správnosť predpokladu o sarmatskom veku, ale vzbudzuje pochybnosť o synchrónnosti vzniku skúmanej horniny s tufmi myšľanských vrstiev.

Absolútny vek zvyšujúcich štyroch vzoriek nepotvrdil predpokladaný vek. V prípade vzorky AV-26 príčinou nesúhlasu bude najskôr druhotná premena, ktorá horninu „omladila". V prípade vzoriek AV-32, AV-36 až AV-38 sa očakávali menšie hodnoty absolútneho veku. Riešenie rozporu medzi predpokladaným vekom a zisteným absolútnym vekom si vyžiada tak prešetrenie pozície predmetných hornín a opodstatnenosti nebiologických korelačných kritérií, ako aj ďalší rádiologický výskum.

Do tlače odporučil J. Seneš

LITERATÚRA

[1] Bagdasarjan G. P.—Vass D.—Konečný V., 1968: Results of absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geol. zborník 19/2. Vyd. SAV, Bratislava. — [2] Brodňan—Dobra—Polášek—Prokšová—Račický—Slávik—Sýkorová, 1959: Geológia podvihorlatskej panvy, oblasť Hnojné. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [3] Buday T.—Cicha I. —Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [4] Čechovič V.—Vass D., 1960: Geológia južnej časti Košickej kotliny. Geol. práce, Zošit 59, Bratislava. — [5] Čechovič V. et all., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geolog. mape ... list Trebišov—Čierna. Geofond, Bratislava. — [6] Čverčko J.—Ďurica D.—Rudinec R., 1968: Prízpěvek k hranici torton — sarmat ve východoslovenské neogenní panvi. Zprávy

o geolog. výzkumech v r. 1967, Praha. — [7] Ferenczi J., 1943: Geologische Verhältnisse des Zemplener Inselgebirges. Jahrb. dk. k. geol. Anstalt über die Jahre 1939—40, 1, Budapest. — [8] Grill R., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän dez Wiener Becken. Mitteil. d. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zweigstelle, Wien. — [9] Ivan L., 1964: Geologická pozícia perlitov v južnej časti Zemplínskych vrchov. Správy a geolog. výskumoch v r. 1963. Slovensko (2), Bratislava. — [10] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografia neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [11] Jendrejáková V. — Seneš J. — Slávik J., 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu H-14 v Podvihorlatskej uhoľnej panve. Geol. práce, Správy 11, Bratislava. — [12] Kocák A. — Mořkovský M., 1967: K hranici miocén-pliocén v SV časti východoslovenské neogenní pánve. Věstník ÚÚG. 13/3, Praha. — [14] Leško B., 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. Geolog. zborník 6/1—2, Bratislava. — [14] Matějka A., 1964: Vysvetlivky k prehľad. mape Zborov—Košice. ÚÚG, Bratislava. — [15] Papp A. et all 1968: Nomenclature of the Neogene of Austria. Verh. Geol. Bundesanst. 1—2, Wien. — [16] Pulec M. — Vass D., 1969: Les textures et les structures des tufs sondés du Néogéne superieur de la Slovaquie orientale. Geol. zborník, 20/1, Vyd. SAV, Bratislava. — [17] Sasin G. G. — Slávik J., 1968: Stratigrafičeskoje značenie granatovych riodacitovych tufov vostočnoj Slovakii i sovietskogo Zakarpatja. Geolog. sbornik lvovskogo geolog. obščestva 11, Lvov. — [18] Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska, Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [19] Slávik J., 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in eastern Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [20] Slávik J., 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu vo vzťahu k nerastným surovinám. Kandidát. práca. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [21] Slávik J. — Čverčko J. — Rudinec R., 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geolog. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [22] Švagrovský J., 1964: Zur Torton-Sarmat Grenze im ostslowakischen Neogen. Geol. sborník 15/1, Bratislava. — [23] Vass D. — Bagdasarjan G. P. — Konečný V., 1969: Absolute Age of West-Carpathian Miocene. Colloquium on Neogene Stratigraphy Proceedings of the Plenary and Sectional Meetings, Budapest. — [24] Vass D. — Bagdasarjan G. P. — Konečný V., 1970: Absolútne veky niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. Geol. práce, Správy 51, Bratislava.

Geologické práce, Správy 55 | str. 97—104 | Bratislava | 1971

JÁN SLÁVIK*

GEOLOGICKÁ STAVBA CHOŇKOVSKEJ DEPRESIE

(2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The Choňkovce depression represents a tectonically complicated Miocene depression surrounded by Humenné—Užhorod horst in SW and by a system of Boroľa faults in NE. To the east, the depression passes over the frontiers of the U. S. S. R where it has not been thoroughly studied so far. There is, however, a supposition about its being delimited by an extensive fault system running over the Uh river valley northwards from Užhorod, the depression described in this manner occupying about 300 sqkm.

The Choňkovce depresion is covered with Pliocene sediments and volcanites of Vihorlat and Popričný Mts., due to which the depression has not been found so far. The Choňkovce depression in this form was described for the first time by the author (in B. Leško—J. Slávik 1969).

Litostratigrafická výplň depresie

Predneogénne súvrstvia. Podložím neogénnej depresie sú súvrstvia mezozoika a paleogénu. Mezozoikum v podloží neogénu vystupuje v dvoch pruhoch sz. — jv. smeru — humensko-užhorodská hrasť a jovsansko-jasenovská hrasť. Časť vystupuje ako priame podložie neogénu a časť je prikrytá klastikmi centrálnokarpatského flyšu.

Mezozoické súvrstvia tvoria hlavne karbonatické horniny od anisu (hlavne humensko-užhorodská hrasť) až do liasu (hlavne jovsansko-jasenovská hrasť), prevrstvené polohami mezozoických detritických hornín od slienitých bridlíc po konglomeráty. V severnej časti depresie pod súvrstvím paleogénu ležia horniny obalu bradlového pásma od strednokriedových pestrých slieňov cez vrchnokriedové flyšoidné vrstvy až do paleocénnych psamitických vápencov pročských vrstiev.

Centrálnokarpatský paleogén s výnimkou spomínaných mezozoických elevácií pokrýva podložie celej depresie. Na báze sú to prevažne konglomeráty

* Slovenský geologický úrad, Mlynská dol. 1, Bratislava

a hrubé pieskovce, ktoré postupne prechádzajú do vyšších jemnozrnnejších polôh — pieskovcov, siltovcov a bridlíc. Treba zdôrazniť zreteľný rozdiel medzi západnou a východnou časťou depresie. V západnej časti pod neovulkanity sa ponára typický centrálnokarpatský paleogén so súľovskými zlepencami na báze a s bridličnatým vývojom vo vrchných častiach súvrstvia, pričom podložím paleogénu je humenské mezozoikum. Vo východnej časti územia v beňatinskej kotline je podložím paleogénu obal bradlového pásma včítane pročských vrstiev (B. Leško 1964) a bazálne súľovské konglomeráty sú vyvinuté len rudimentárne, prevažne ako málo mocné lavice drobnozrnných zlepencov, pričom vrchná časť paleogénneho súvrstvia je totožná so západným vývojom; sú to pieskovce a bridlice.

Predpokladáme, že v podloží neogénu v neveľkej časti územia vystupujú aj súvrstvia vrchnoeocénneho až oligocénneho veku, ktoré sú známe z oblasti útesového pásma od Beňatiny a vykazujú úzku priestorovú spätosť s bradlovým pásmom. Patria tu globigerínové sliene, menilitové vrstvy a krosnenské vrstvy (B. Leško 1960). Vynárajú sa totiž spod neovulkanitov a sedimentov neogénu v oblasti Modrej n/Cirochou a sú tektonicky inkorporované do najjužnejších štruktúr magurského flyša.

Miocénna výplň choňkovskej depresie

Najstarším známym neogénnym súvrstvím, ktoré považujeme za výplň choňkovskej depresie, je spodný miocén z okolia Modrej n/Cirochou, tvorený prevažne slienitými pelitmi so spodnomiocénnou makrofaunou (B. Leško 1964). Regionálna príslušnosť tejto lokality je sporná. Najpravdepodobnejšie predstavuje relikt z pretrvania tektonickej mobility útesového pásma v spodnom miocéne, ktorý bol v priebehu helvétskeho vynorenia vyzdvihnutý a ostal zachovaný len synklinálnych útržkoch v okolí bradlového pásma.

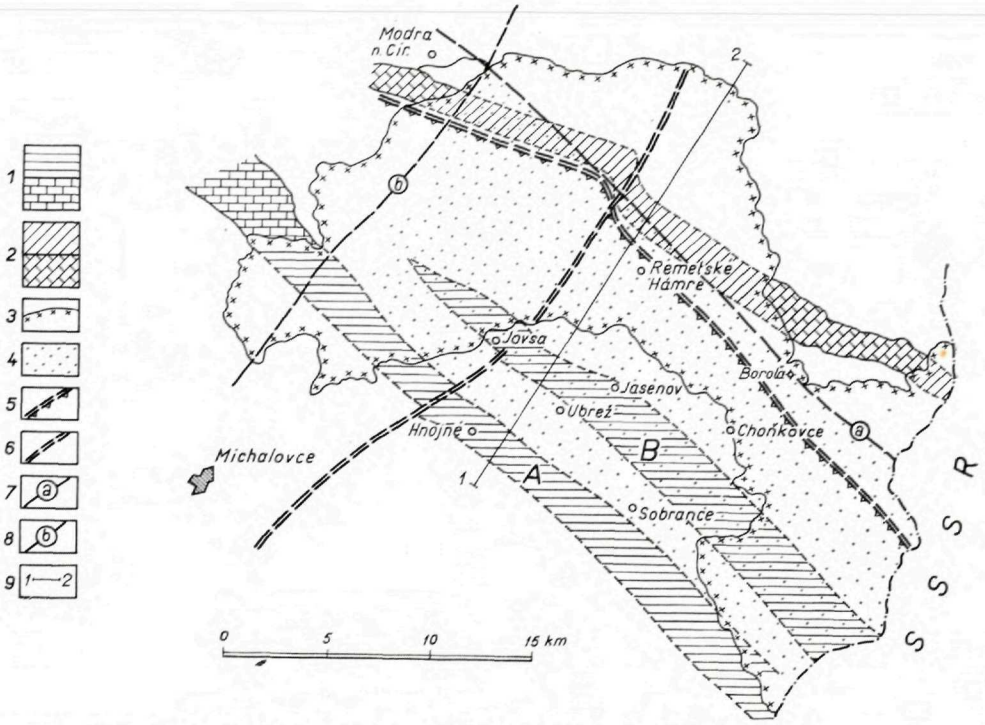
Nevyjasnená je prítomnosť sedimentov karpatu v choňkovskej depresii. Aj keď doterajšími prácami súvrstvie nebolo zachytené a jeho prítomnosť nie je možné vylúčiť, južne od humensko-užhorodskej hrasti vystupuje v podobe sivých až pestrých slienitých ílovcov s anhydritovým pojivom.

Ak by aj bolo toto súvrstvie v depresii vyvinuté, jeho prítomnosť je obmedzená len na južnejšie časti — na oblasť priľahlú k humensko-užhorodskej hrasti.

Najrozšírenejším súvrstvím choňkovskej depresie sú sedimenty lanzendorfskej série, vystupujúce na úpätí masívu Boroľa medzi Podhoroďskou a Beňatinskou vodou (V. Gašpariková—J. Slávik 1967). V zmysle A. Pappa a i. (1968) možno toto súvrstvie začleniť do badenu (b zóna), čo zodpovedá vrchnejšej časti lagenidovej zóny. Stratigraficky je dobre dolo-

žené mikropaleontologickými analýzami V. Gašparikovej (V. Gašparik-ková—J. Slávik 1967) a L. S. Pišvanovej (in J. Slávik 1969).

L. S. Pišvanová z hĺbky 163 m vrtu Boroľa-1 určila takúto faunu: *Gaudryina typica* Pischv., *Cristellaria* sp., *Spiroculina tenuissima* Reuss., *Pleurostomella alternaus* Schwag., *Beela opinata* Pischw., *Candorbulina universa* Jedl., *Globigerinoides transitoria* Blow., *G. trilobus* Reuss., *G. bisphaericus* Todd., *Globoquadrina altispira*



Obr. 1 Štruktúrno-geologická schéma choňkovskej depresie
A — humensko-užhorodská hrasť; B — jovsansko-jasenovská hrasť; 1 — Humenské pohorie — a) zakrytá časť; b) vystupujúce na povrch; 2 — bradlové pásmo — a) zakrytá časť; b) vystupujúce na povrch; 3 — hranica vulkanitov Vihorlatu a Popričného; 4 — choňkovská depresia; 5 — násun Humenského pohoria na bradlové pásmo (predpokladaný priebeh); 6 — priečny vihorlatský zlomový systém; 7 — boroľský zlom; 8 — viňansko-modranský zlom

Fig. 1 A Structural-Geological Scheme of Choňkovce Depression
A — Humenné-Užhorod horst; B — Jovsa — Jasenov horst 1 — Humenské pohorie Mts. — a) the covered part; b) the exposed part; 2 — Klippen belt — a) the covered part; b) the exposed part; 3 — the border-line of volcanites of the Vihorlat and Popričný Mts., 4 — Choňkovce depression; 5 — overthrust of Humenské pohorie Mts. on the Klippen belt (the course supposde); 6 — transverse Vihorlat fault system; 7 — Boroľa fault; 6 — Vinné-Modra fault

Cush. et Jarv., *Globorotalia scitula* Brady, *G. mayeri* Cush, et Jarv., *Sphaeroidina bulloides* Orb., *Crithe* sp. Tento komplex mikrofauny je charakteristický pre spodnotortónsku zónu s *Candorbulina universa*. V. Gašpariková z hĺbky 187 m z tohože vrtu uvádza takýto komplex mikrofauny. Planktón: *Globorotalia foshibarisanensis* Le Roy, *G. scitula* (Brady), *Turborotalia mayeri* (Cush. et Elinov), *Globigerina bulloides* Orbigny, *G. concinna* Reuss., *G. diplostoma* Reuss., *G. opinata* Pischv., *G. praebulloides* Blow., *G. tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globigerinoides bisphaericus* Todd., *Glob. immaturus* Le Roy, *Glob. obliquus* Bolli, *Glob. rubrus* (Obr.), *Glob. trilobus* (Reuss), *Globoquadrina altispira* Cush. et Jarv., *G. quadraria* (Cush. et Appl.), *Orbulina suturalis* Bronn., *O. transitoria* Blow, *O. universa* Orb.; z bentosu sú prítomné *Robulus* calcar (L.), *R. cultratus* (Montl.), *Bulimina* cf. *elongata* Orb., *B. puppoides* Orb., *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turn., *U. pygmoides* Papp et Turn., *Bolivina hebes* Macfayden, *Nonion* sp. Toto súvrstvie bolo zistené aj v podloží vulkanitov centrálneho Vihorlatu (vo vrte RH — 1) sv. od obce Remetské Hámre.

Litologicky ide o homogénny monotónny pelitický komplex sivozelenkastých jemnopiesčitých, črepinovite rozpadavých ílovcov na báze s konglomerátmi. Mocnosť súvrstvia je cca 400 m.

V nadloží pelitov lanzendorfskej série leží poloha ryolitového tufu s mocnosťou vyše 120 m identifikovaná vrtom Boroľa 1. Tento horizont je vyvinutý od severného okraja Prešovského pohoria (oblasť Oblíka cez Vranov, Nižný Hrabovec, Oreské až ku Boroli). Je to jemnozrnný popolovitý, svetlosivý, homogénny tuf bez medzivrstvičiek a alogénnych prímesí s výnimkou jeho bazálnej časti, kde sa objavujú úlomky slienitých ílov podložia.

Jeho chemizmus je nasledovný: SiO_2 — 70,04 %, Al_2O_3 — 11,85 %, Fe_2O_3 — 0,86 %, FeO — 0,75 %, CaO — 1,41 %, MgO — 0,51 %, P_2O_5 — 0,05 %, MnO — 0,06 %, TiO_2 — 0,1 %, Na_2O — 2,17 %, K_2O — 4,44 %, SO_3 — 0,01 %, str. žíhaním — 7,00 %, por. vlhkosť — 1,24 %. Vo vrchných partiách je tuf silne zvetraný na halloyzitickokaolinickú zmes, ktorú podrobnejšie charakterizoval B. Čičel (1960).

Nevyjasnenou otázkou v choňkovskej depresii zostáva prítomnosť vyššieho badenu, hlavne spiroplektaminovej až rotaliovej zóny.

Prítomnosť morských sedimentov badenu *c*, *d* možno predpokladať v južnejších častiach depresie, v. od vihorlatského zlomového systému. V týchto miestach nie je vylúčená prítomnosť evaporitov, hlavne sadrovca a kamennej soli. Na humensko-užhorodskej hrasti horniny z tohoto obdobia nepoznáme.

Mladšie súvrstvia

Vrchným badenom sa končí pravdepodobne výplň vlastnej choňkovskej depresie. Sú tu síce vyvinuté aj súvrstvia vrchného sarmatu, hlavne pliocénu, tie však spojite prekrývajú humensko-užhorodskú hrasť a vytvárajú vyššiu naloženú štruktúru, tvorenú uhľonosnými sladkovodnými súvrstviami podvihorlatskej panvy, ktorá presahuje choňkovskú aj závadskú depresiu (J. Slávik 1969).

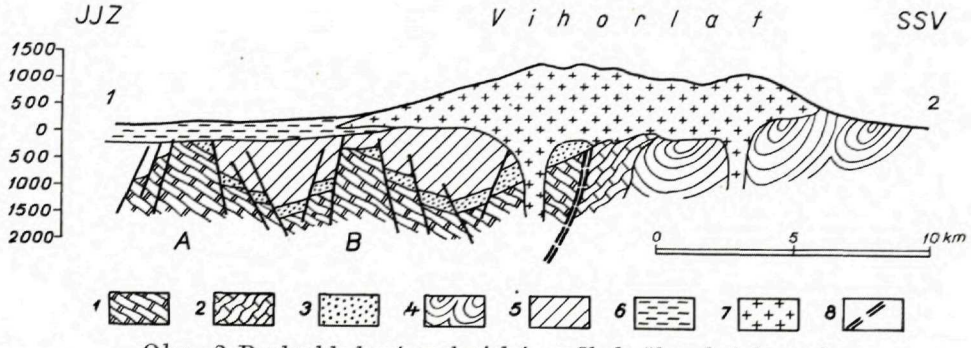
Od vrchného sarmatu až do pliocénu na území choňkovskej depresie s prestávkami prebiehal subsekventný vulkanizmus ryodacitového až bazaltoandezitového, hlavne však andezitového zloženia, ktorého produkty prikrývajú veľkú časť plochy depresie a znemožňujú priame sledovanie obsahu výplne.

Tektonika

Choňkovská depresia predstavuje jednu z najčlenitejších štruktúr vo východoslovenskom neogéne.

Vyvíja sa v okolí kríženia zlomových systémov prvého rádu. Je to kríženie veľkej pozdĺžnej tektonickej línie, na ktorej sa stýkajú súvrstvia bradlového pásma so súvrstviami mezozoika centrálnych Karpát s veľkým priečnym ulomením — vihorlatským zlomovým systémom (B. Leško—J. Slávik 1967).

Sú to staré, hlboko založené línie. Pozdĺžny systém oddeľujúci bradlové pásmo od centrálnych Karpát je hlboký, strmý násun, ktorého úklon pravdepodobne v hĺbkach niekoľko km sa zmierňuje k juhu. Pozdĺž tejto plochy je humenské mezozoikum nasunuté na bradlové pásmo. Vo v. časti depresie, t. j. na východ od vihorlatského priečneho systému prebieha styk týchto jednotiek južnejšie od bradlového pásma — asi po línii Choňkovce—Hli-



Obr. 2 Predpokladaný geologický profil choňkovskej depresie
A — humensko-užhorodská hrasť; B — jovsansko-jasenovská hrasť 1 — centrálnokarpatské mezozoikum Humenského pohoria; 2 — bradlové pásmo; 3 — centrálnokarpatský paleogén; 4 — magurský flyš; 5 — spodný a stredný miocén choňkovskej depresie; 6 — sarmat a pliocén podvihorlatskej oblasti

Fig. 2 Supposed Geological Profile of the Choňkovce Depression
A — Humenné — Užhorod — horst; B — Jovsa — Jasenov — horst. 1 — Central Carpathian Mesozoic of the Humenské pohorie Mts.; 2 — Klippen belt; 3 — Central Carpathian Paleogene; 4 — Magura Flysch; 5 — Lower and Middle Miocene of the Choňkovce Depression; 6 — Sarmatian and Pliocene of the Subvihorlat area

vištia, zatiaľ čo na Z sa primyká k bradlovému pásmu. Vihorlatský zlomový systém tu zrejme pôsobil ako zóna, na ktorej došlo k diferenciácii pohybov. Zlom má zreteľne predeocénny pôvod — je to dôsledok vrchnokriedového vrásnenia západných Karpát.

Priečny vihorlatský zlomový systém má tiež staré, rozhodne už predpaleogénne založenie, avšak pohyby pozdĺž neho trvali do konca pliocénu, ba až dodnes. Na povrchu je dispergovaný do kulisovitých zlomov priečne pretínajúcich depresiu v smere Michalovce—Jovsa—Ladomírov. Choňkovskú depresiu pretínajú zlomy dvoch systémov, pozdĺžny sz.—jv. a priečny, ktoré sú viac-menej paralelné s hlavnými zlomovými systémami substrátu.

Pozdĺžne zlomy rozčleňujú depresiu na čiastkové elevácie a depresie. Severne od humensko-užhorodskej hrasti je to ubrežsko-sobranecká prepadlina, ktorú oddeľuje jovsansko-jasanovská hrasť od hlivištiansko-boroľskej prepadliny. Vznik týchto čiastkových zlomových prvkov depresie je spätý s vrchnotortónskymi zlomovými pohybmi.

Priečne zlomy boli podrobnejšie charakterizované v práci J. Slávika (1969). Charakteristické je, že väčšina z nich zasahovala až do pliocénu.

Vznik depresie

V priebehu spodného a stredného miocénu bola oblasť choňkovskej depresie súčasťou sedimentačného priestoru východného Slovenska (zakarpatský vnútorný prehyb), pričom mala určité špecifické postavenie, podmienené odlišným tektonickým pulzom na V od vihorlatského zlomového systému. Možno ho charakterizovať presahom spodného badenu cez sedimenty evaporiticko-pelitického karpatu ďaleko za humenské mezozoikum až ku bradlovému pásmu. Tento presah je priestorový, ale je charakteristický aj odlišnými bio- a litofaciesmi. Vrchný baden v oblasti za humensko-užhorodskou hrasťou charakterizuje ustupovanie morskej hladiny azda len do najjužnejších častí choňkovskej depresie (ubrežsko-sobraneckej prepadliny), kde sa mohlo sformovať aj súvrstvie evaporitov vo vrchnom badene (rotaliová subzóna); došlo k vytvoreniu humensko-užhorodskej hrasti, a tým k oddeleniu choňkovskej depresie od sedimentačného priestoru j. od nej. Zároveň sa sformoval aj jovsansko-jasenovský chrbát.

Ďalší vývoj podstatne ovplyvňuje hlavne priečna tektonika. Vrbnický zlomový systém vytvára na subsidujúcom v. krídle „podvihorlatskú uhoľnú panvu" (nejde o typickú uhľonosnú panvu, ale o okrajový uhľonosný facies v širšej sladkovodnej panve). Uhľonosné, vulkanicko-sedimentárne, vrchnosarmatské až pliocénne súvrstvie sa transgresívne a pulzatívne vyvíja od J na plochu celej choňkovskej depresie. Vulkanické členy týchto pliocénnych

komplexov však ďaleko presahujú choňkovskú depresiu a vylievajú sa na bradlové pásmo a zvrásnené sedimenty magurského flyša.

Do tlače odporučil J. Seneš

LITERATÚRA

[1] Číčel B., 1960: Halloyzit a montmorillonit v tufite od Sobraniec. Geol. práce, Správy 17, Bratislava. — [2] Gašparíková V.—Slávik J., 1967: Spodný tortón s. l. SV časti Vihorlatu. Geol. práce, Správy 43, Bratislava. — [3] Leško B., 1960: Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popričného. Geol. práce, Správy 18, Bratislava. — [4] Leško B. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Snina. Manuskript-Geogond, Bratislava. — [5] Leško B.—Slávik J., 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geologický sborník XVIII/1, Bratislava. — [6] Leško B.—Slávik J., 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geol. práce, Správy 47, Bratislava. — [7] Papp A. a i., 1968: Nomenclature of the Neogene of Austria. Verh. Geol. Bundesanst, Wien. — [8] Slávik J., 1969: Záverečná správa Vihorlat — Popričný VP so stavom k 1. 1. 1969 — polymetalické rudy. Geofond Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves.

J. SLÁVIK

GEOLOGICAL STRUCTURE OF CHOŇKOVCE DEPRESSION

(Summary of the Slovak text)

The Choňkovce depression represents a tectonically complicated Miocene depression surrounded by Humenné—Užhorod horst on the southwest, and by the system of Boroľa faults on the northeast. To the west, the depression is confined by Vinné—Modrá fault. To the east the depression passes over the frontiers of the U. S. S. R. where its development has not been thoroughly studied so far. We may suppose that the depression is confined by an extensive fault system, passing over the river Uh valley, northwards from Užhorod. The planar extension of the depression described in this manner, is approximately 300 sqkm.

During the Lower and Middle Miocene the area of the Choňkovce depression represented a component part of a sedimentary area in Eastern Slovakia (Transcarpathian Inner Deep), with a certain specific position due to different tectonic pulse to the east of the Vihorlat fault system. This one may be characterized by Lower Badenian surpassing sediments of evaporite-pelite Karpatian beyond the Humenné—Užhorod horst up to the Klippen Belt. The surpass is spatial, though, characterized by different bio- and lithofacies.

The Upper Badenian behind the Humenné — Užhorod horst is not supposed to exist, at least it may only be present in the narrowest parts of the Choňkovce depression (Úbrež—Sobrance depression), where also evaporite beds might have been formed. In the Upper Badenian (Rotalia subzone) the Humenné—Užhorod horst has been formed and the Choňkovce depression has been separated from the southern sedimentary area. Simultaneously the Jovsa—Jasenov ridge has arisen.

Further evolution has mainly been affected by transversal tectonics. The Vrbnica fault system formed „the sub-Vihorlat coal-basin" on a subsiding eastern block. (It is, however, necessary to emphasize that it is not a typical coal-bearing facies but a marginal coal-bearing facies in a wider freshwater basin). The coal-bearing volcanic-sedimentary Upper- Sarmatian and Pliocene beds run transgressively pulsating from the south on almost the whole extent of the Choňkovce depression. Volcanic members of Pliocene complexes exceed, however, the Choňkovce depression effusing over the Klippen Belt and the folded sediments of southern units of Magura Flysch.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 55 | str. 105—110 | Bratislava | 1971

MILAN MOŘKOVSKÝ*

K DĚVÍNSKÉ SÉRII V SEVERNÍ ČÁSTI POTISKÉ NÍŽINY

(2 obr. v textu, německé résumé)

Abstract. Bei der Bearbeitung von geophysikalischen Messungen und Bohr. Unterlagen, welche bei der Erkundung von Harzen im nördlichen Teil der Theiss-Ebene gewonnen wurden, erwarb man einige neue Kenntnisse betreffs der Stratigraphie, besonders der tieferen Teile der Devíner Serie — des oberen Tortons.

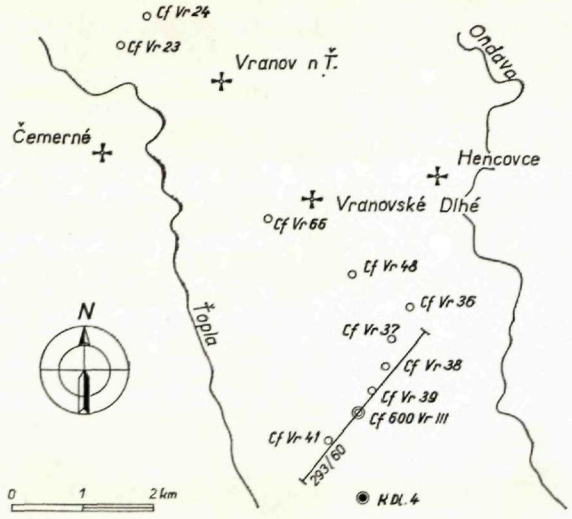
Wie es festgestellt wurde, ist dort die stratigraphische Abfolge der Devíner Serie kompletter im Gegenteil zu den vorhergehenden Ansichten, nach welchen infolge des vermuteten ausgeprägten Hiats am Ende der Lanzendorfer Serie als tiefste Teile der Devíner Serie erst die höhere Bolivinen-Buliminenzone betrachtet wurde.

Lanzendorfská serie (ve smyslu I. Cichy—J. Seneše 1968), — spodní torton — při severním okraji pánve je faunisticky prokazatelná jak v okrajové části (I. Cicha—J. Kheil 1962), tak místy i v hlubších částech pánve (I. Zapletalová 1961). Po litologické stránce jsou zastoupeny šedé až tmavošedé vápnité jíly a jílovce, tufiticko-vápnité pískovce a tufy kyselých eruptiv. Vulkanická činnost během ukládání celé lanzendorfské série vrcholí koncem tohoto období, kdy se ukládají hrabovecké tufy známé jak ze severního okraje pánve, tak i z hlubinných vrtů (A. Kocák—M. Mořkovský 1969).

V okolí Vranova, v přímem podloží faunisticky doložené děvínske série je uloženo souvrství až 140 m mocných světlešedých jemnozrnných až středně zrnitých vápnitých pískovců, ojediněle štěrků se zuhelnatělou rostlinnou sečkou na vrstevních plochách (vrty Cf Vr 23,24). Š. Martinkovič (1958) popisuje odtud vrstevní úklony o hodnotách až 30°.

Dříve se koncem lanzendorfské série uvádělo na s. okraji pánve přerušení sedimentace a to na základě uvažované absence nejhlubší zóny aglutinancií děvínské série (I. Cicha—J. Kheil 1962). Podle našeho zpracování je však i v této severní části pánve zastoupena, a tedy vrstevní sled děvínské série je tam úplný.

* Ústav užité Geofyziky, Ječná 29a, Brno



Obr. 1. Situační schema vrtů a reflexně-seismického profilu 293/1960

Abb. 1. Situations-Schema der Bohrungen und des reflexo-seismischen Profils 293/1960

V hlubších částech pánve se jedná pravděpodobně o plynulý přechod. K diskordanci dochází pouze na výrazných elevacích, které se vynořily na rozhraní lanzendorfské a děvínské série.

Děvínská série (ve smyslu I. Cichy—J. Seneše 1968) — svrchní torton — v nejhlubších polohách je representována zónou aglutinovaných foraminifer. Mikrofaunisticky byla její přítomnost prokázána v oblasti Albínova, Lesného, Zbudzy, Kolčova Dlhého (I. Zapletalová 1961) a nově u Vranova (J. Jiříček 1968).

Litologicky representují hlubší část zóny aglutinancií v severnějších částech pánve, obdobně jako u Lesného (J. Janáček 1959) šedé nazelenalé až zelenavě šedé jemně písčité, místy silně jemně písčité vápnité jíly o mocnosti přes 170 m. Z této části byly popsány poměrně bohaté mikrofaunistické asociace (B. Kudláčková 1959, I. Zapletalová 1961). Ojediněle se tam objevují polohy jemnozrnných pískovců, štěrčíků a montmorillonitových jílů. Hojnější polohy rozložených tufitů jsou ve vyšších částech pelitického souvrství, které zvyšováním podílu aleuritu až jemnozrnných písků přecházejí do detritického souvrství zóny aglutinancií.

Do současné doby se detrity podle mikrofauny (I. Cicha—J. Kheil 1962) řadily k zóně bolivino-buliminové. Stratigrafické zařazení písčitého souvrství podle lokality od Vranovského Dlhého je správné — toto souvrství (zastižené vrtem Cf Vr 66) je však až v nadloží sádrovcového obzoru, tj. v nadloží svrchní části zóny aglutinancií (doložené blízkým vrtem Cf Vr 48).

Z uvedeného vyplývá, že vrstevní sled tortonu při s. okraji pánve (Vranov) je úplný.

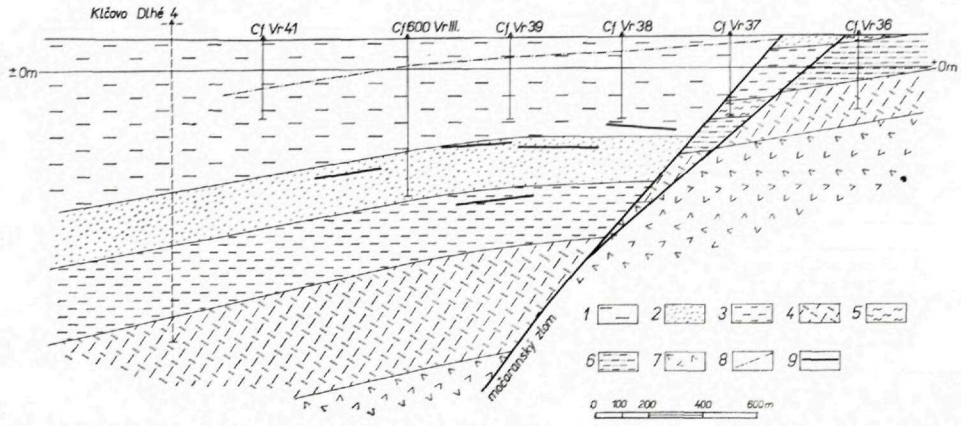
Ve vyšších polohách detritického souvrství vložky a proplástky anhydritu naznačují začátek chemogenní sedimentace. Tato se plně rozvíjí v nadloží detritů — ve stratigrafickém ekvivalentu solinosného souvrství od Zbudzy, Albínova aj. Převažují tam zelenavěšedé a šedé nazelenalé slabě jemně písčité vápnité jíly s polohami kuchyňské soli nebo anhydritu.

Faunisticky bývá solinosné souvrství ovšem vesměs sterilní. Jen ojedinělá zakrnělá mikrofauna poukazuje spíše na příslušnost k zóně aglutinancií (R. Jiříček — úst. sdělení).

Mocnost zóny aglutinancií je značně proměnlivá a to v závislosti hlavně na rozdílné subsidenci. V oblasti Stretavy je mocnost kolem 200 m, u Trhoviště cca 500 m, v oblasti Kolčova Dlhého 400 m.

Střední část děvínské série — zóna bolivino-buliminová je v severní části pánve uložená v nadloží solinosného souvrství bez zřetelných známek přerušení sedimentace. Z pozdišovské elevace uvádějí J. Janáček—I. Pagáč (1961) transgresi bolivino-buliminové zóny na lanzendorfskou sérii. Tuto otázku však nepovažujeme za zcela vyřešenou. Po litologické stránce v zóně převažuje sedimentace pelitická, s celkově písčitějším vývojem při severním okraji a s hojnějšími, dosti zřetelně ohraničenými pískovými polohami v hlubší části zóny v oblasti Stretavy. Vápnité jíly jsou zejména v oblasti Bánovců, Trhoviště šedé, nazelenalé vesměs s malým podílem aleuritové frakce. Místy se objevují rovněž polohy montmorillonitových jílů.

Ze sedimentárně-petrografického hlediska se zóna bolivino-buliminová v trho-



Obr. 2 1 — kontinentální vrstvy (děvínská série až sp. sarmat), 2 — děvínská série — zóna „rotaliová", 3 — děvínská série — zóna bolivino-buliminová, 4 — děvínská série — zóna aglutinancií vcelku. Na vysokých krách močaranského zlomu hlubší část zóny, 5 — sadrovcové souvrství zóny aglutinancií, 6 — detritické souvrství zóny aglutinancií, 7 — lanzendorfská série, 8 — korelační horizont v kontinentálních vrstvách, 9 — reflexně-seismické plošky profilu 293/1960

Abb. 2 1 — Kontinentale Schichten (Devíner Serie bis unteres Sarmat), 2 — Devíner Serie — „Rotalien" — Zone, 3 — Devíner Serie — Bolivinen-Buliminenzone, 4 — Devíner Serie — Agglutinantienzone im ganzen. An den Hochschollen des Močarany-Bruches der tiefere Teil der Zone, 5 — Gypshaltige Schichtfolge der Agglutinantienzone, 6 — Detritische Schichtfolge der Agglutinantienzone, 7 — Lanzendorfer Serie, 8 — Korrelations-Horizont in den kontinentalen Schichten, 9 — Reflexo-seismische Flächen des Profils 293/1960

višťské oblasti odlišuje od podložní zóny aglutinancií vyšším obsahem granátů a relativně vysokým obsahem apatitu, který pochází z lanzendorfské série (M. Starobová 1959). Tato zjištění, příp. spolu s udávanou absencí zóny aglutinancií v oblasti pozdišovské, potvrzují maximální úroveň záplavy děvínské série během sedimentace zóny bolivino-buliminové.

V typickém mikrofaunistickém vývoji s bohatými bolivino-buliminovými společenstvy je zóna známá jak z okrajové vranovské oblasti (I. Cicha — J. Kheil, 1962), tak i z hlubinných vrtů v oblasti Kolčova Dlhého, Rakovce, Trhoviště (I. Zapletalová 1961, R. Jiříček 1965).

Ve vyšší části zóny je ve východní části pánve prokázáno výrazné zbrakičtění až vyslazení. Je známo z vrtu Sol-1 (J. Seneš 1955, 1955 a), dále z vrtů v oblasti Trhoviště, Stretavy apod. Další důkaz, že ke zbrakičtění dochází v rámci zóny, podaly v poslední době výsledky vrtu Lastomír-1. Tam totiž, v nadloží zbrakičtělé části s poměrně bohatými bulimino-rotaliovými společenstvy byl zastižen typický bolivino-buliminový vývoj a teprve výše se nachází nejvyšší opět zbrakičtělá část zóny (R. Jiříček — ústní sdělení).

Zóna „rotaliová" (správněji ve smyslu V. Špičky — I. Zapletalové 1965 „rotalio-mollusková" facie bolivino-buliminové zóny) byla původně důkladněji prozkoumána v severnějších částech území v oblasti Trhoviště, Pozdišovců a Kolčova Dlhého. Tam v nadloží zbrakičtělé části bolivino-buliminové zóny, která je převážně pelitická, leží až 300 m mocný komplex písků. Vzhledem k ostré litologické hranici a i náhlému faunistickému ochuzení lze shodně s řadou již výše uvedených autorů tuto hranici považovat za diskordantní (posledně D. Ďurica — R. Rudinec 1965). Písky jsou vesměs jemnozrnné, místy s valouny štěrku, jemně slídnaté, s hojným uhelným detritem a místy s hojnou tufitickou příměsí. Vyšší pelitické souvrství zastupují šedé, nevrstevnaté vápnité jíly.

Jižněji v oblasti Bánovců, Lastomíra, Stretavy se „rotaliová" facie pozvolna vyvíjí z podložní zóny bolivino-buliminové. Je charakterisována střídáním šedých, nazelenalých vápnitých jílů a jemnozrnných písků s polohami světlozelenošedých vápnitých jílů zejména ve vyšších polohách. Samostatnější basální klastické souvrství tam nelze vyčlenit.

Mikropaleontologicky je celé souvrství silně ochuzené.

V nadloží brakického rotaliového vývoje je mocné souvrství kontinentálních uloženin, které patrně přechází až do sarmatu. Převládají tam světlezelené, často rezavohnědě skvrnité vápnité jíly a jemnozrnné písky. Z organických zbytků se nachází zuhelnatělý rostlinný detrit a pouze nehojné úlomky suchozemských gastropodů.

Tyto vrstvy spolu s rotaliovou zónou děvínské serie popsali J. Čverčko — D. Ďurica — R. Rudinec 1969 jako klčovské vrstvy.

Do tlače odporučil D. Vass

LITERATURA

[1] Cicha I.—Kheil J., 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogenní oblasti. Sborník ÚÚG, 27, Praha. — [2] Cicha I.—Seneš J., 1968: Sur la position du Miocéne de la Paratethys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. Geol. zborník — Geologica carpathica 19/1, Bratislava. — [3] Čverčko J.— Ďurica D.—Rudinec R., 1969: Příspěvek k hranici torton-sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1967. Academia, ČSAV, Praha. — [4] Ďurica D.—Rudinec R., 1965: Vypočet zásob plynu ložiska Trhoviště—Pozdišovce k 30. 4. 1965. Rukopisná zpráva ČND. Geofond, Bratislava. — [5] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu vých. Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [6] Janáček J.—Pagáč I., 1961: Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhoviště, Pozdišovce, z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Rukopisná zpráva ČND. Geofond, Bratislava. — [7] Jiříček R., 1965: Stratigrafie a biofaciální vývoj miocénu a pliocénu v severní části trebišovské pánve. Rukopisná zpráva ČND. Geofond, Bratislava. — [8] Jiříček R., 1968: Mikropaleontologické rozbory vrtů Cf z okolí Vranova nad Topľou. Rukopisná zpráva ČND. Geofond, Bratislava. — [9] Kocák A.—Mořkovský M., 1968: Geologický vývoj severovýchodní části Potiské nížiny. Geol. práce, Správy 46, Bratislava. — [10] Kudláčková B., 1959: in Janáček J. 1959. [11] Martinkovič Š., 1958: Litologické popisy vrtů Cf z okolí Vranova n. T. Rukopisná zpráva ČND — Geofond, Bratislava. — [12] Seneš J., 1955: Výkyvy salinity pri sedimentácii vrchného tortonu východného Slovenska. Geol. zborník SAV, VI/3—4, Bratislava. — [13] Seneš J., 1955 a: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. Geol. práce, Zošit 40, Bratislava. — [14] Starobová M., 1959: Sedimentárně petrografické zhodnocení pionýrských vrteb Trhoviště-1. Rukopisná zpráva ČND-Geofond, Bratislava. — [15] Špička V.—Zapletalová I., 1965: K problému korelace a členění tortonu v čs. části Vídeňské pánve. Sborník geol. věd, řada G, sv. 8, Praha. — [16] Zapletalová I., 1961: Současný stav mikrobiostratigrafického průzkumu neogénu východního Slovenska a jeho výsledky a další úkoly. Rukopisná zpráva ČND- Geofond, Bratislava.

M. MOŘKOVSKÝ

ZUR KENNTNIS DER DEVÍNER SERIE IM NÖRDLICHEN TEIL DER THEISS-EBENE

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Im nördlichen Teil des Ostslowakischen Neogen-Beckens, in der Umgebung von Vranov nad Topľou, setzte man ursprünglich die Abwesenheit des tiefsten Teiles der Devíner Serie voraus (im Sinne von I. Cicha—J. Seneš 1968) — des oberen Tortons. Daraus ging aber ein ausgeprägter Hiat zwischen der Devíner und Lanzendorfer Serie (im Sinne von I. Cicha—J. Seneš 1968) — dem unteren Torton hervor.

Wir haben aber festgestellt dass die Schichtabfolge im beschriebenen Gebiete komplett ist. Die Lanzendorfer Serie ist lithologisch durch graue bis dunkelgraue kalkige Tone, tuffitisch-kalkige Sandsteine und Tuffe von sauren Eruptivgesteinen vertreten. Zum Abschlusse der Lanzendorfer Serie wurden die Hrabovec-Tuffe und in unmittelbarer Umgebung von Vranov eine bis 140 m mächtige Schichtfolge von kalkigen Sandsteinen abgelagert.

Der tiefste Teil der Devíner Serie ist durch graue, gränliche kalkige Tone der Zone der agglutinierten Foraminiferen vertreten. Erst in höherem Teil befinden sich häufigere Lagen von feinkörnigen Sanden der sog. detritischen Schichtfolge der Agglutinantien zone. In ihrem Hangenden kam es zur Chemogenese. Sedimentation und Anhydrite lagerten ab.In der Bolivinen-Buliminenzone ist die pelitische Sedimentation vorherrschend mit deutlich abgegrenzten Lagen von Sanden. Im obersten Teil ist infolge von Swankun, gen der Salinität eine Wechsellagerung von marinen, brakisch gewordenen bis ganz ausgesüssten Lagen bemerkbar.

In der „Rotalien" Zone, welche im nördlichen Teil deutlich transgressiv ist, überwiegen feinkörnige Sande, häufig mit tuffitischer Beimischung und graue kalkige Tone.

Die hangenden kontinentalen Ablagerungen von hellgrünen kalkigen Tonen, oftmals mit rostgelben Flecken, reichen offensichtlich bis in das Sarmat hinauf.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 55 | str. 111—116 | Bratislava | 1971

JOZEF ČVERČKO—RUDOLF RUDINEC*

O GEOLOGICKÝCH POMEROCH NEOGÉNU Z VRTU ĎURKOV-1

Abstract. In the article the authors present the new data on lithology and stratigraphy of Mesozoic (?Triassic) and Neogene beds (Karpatian-Sarmatian) found by bore-hole Ďurkov-1. By the bore-hole elevation Ďurkov has also been identified, bound with gaseous and liquid hydrocarbions.

Hlboký vrtný prieskum na živice v košickej kotline sa začal v roku 1968 na elevácii Ďurkov. V uvedenej oblasti bol vykonaný komplex geofyzikálnych prác a ukončený plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum. Výsledkom bola identifikácia elevácie Ďurkov, ktorá predstavuje antitetickú poloklenbu viazanú na *svinický* a v hlbších súvrstviach na *olšavský* zlom (obr. 1, 2) Okrem týchto zlomov, ktoré majú sj. smer a úklon k V, uplatňuje sa j. od tejto elevácie zlom *ruskovský*, ktorý má smer sz. a úklon k SV.

Problematiku prítomnosti plynných a kvapalných uhľovodíkov na spomínanej elevácii riešil hlboký štruktúrny vrt Ďurkov-1. Vrtom do hĺbky 3200 m sa získali nové poznatky o litológii, stratigrafii neogénnych a mezozoických súvrství. Prevŕtaný bol tento stratigrafický profil:

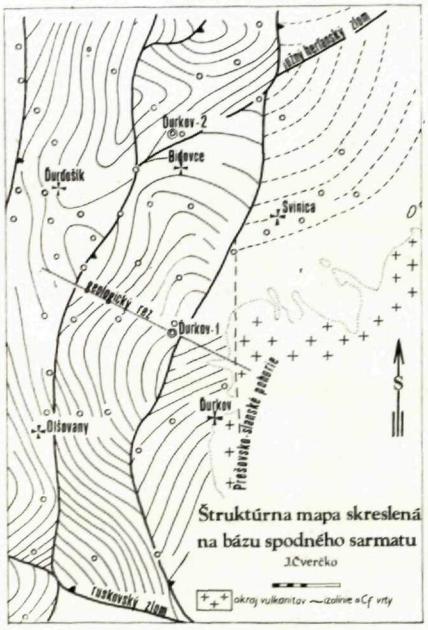
— 60,00 m spodný sarmat (pásmo veľkých elfídií).,
— 1195,00 m kolčovské súvrstvie.,
— 1370,00 m tortón (devínska séria) — zóna bolivino-buliminová (?).,
— 1670,00 m lanzendorfská séria.,
— 2140,00 m sivé sterilné súvrstvie (karpat? burdigal? karp. paleogén?).
— 3200,00 m podložie (mezozoikum)

Spodný sarmat (pásmo veľkých elfídií); budujú ho sivé, zelenkasté, slabo jemnopiesčité vápnité íly. Ako medzivrstvy sa vyskytujú svetlozelenkastosivé, žltohnedoškvrnité vápnité íly. Pri báze tohto pásma nachádzame takmer pravidelne vrstvu svetlosivozeleného až zeleného tufitického ílu. Smerom k severu do širšieho okolia Herlian sa táto vrstva zväčšuje, pridružujú sa k nej tufy a tufity. Pri Rankovciach je prakticky celé pásmo v tufitickom vývoji so spodnosarmatskou makrofaunou. V oblasti Svinica sa pásmo vyznačuje striedaním sladkovodných a terestrických faun s brakickou faunou veľkých

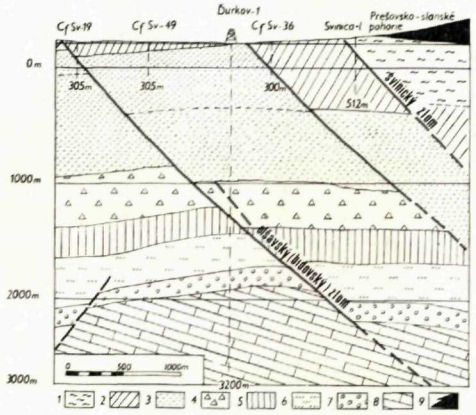
* Slovenské naftové závody, n. p., Michalovce

elfídií. Brakická fauna je zastúpená aj početnými moluskami, ktoré sa zhodujú s faunou z lokality Nižná Myšľa (J. Švagrovský 1964). Tvoria dve biofácie: *clithonovú* a *erviliovú* (R. Jiříček 1965).

Kolčovské súvrstvie (vysladený tortón + faunisticky netypický spodný sarmat; J. Čverčko—D. Ďurica—R. Rudinec 1968); predstavuje transgresívne súvrstvie uložené diskordantne na morskom tortóne, lanzendorfskej sérii a karpate. Na vrte Ďurkov-1 je diskordantne uložené na morskom tortóne a môžeme v ňom vyčleniť bazálnu detritickú a vrchnú pelitickú časť. Detritická časť kolčovského súvrstvia je budovaná prevažne svetlosivými, strednozrnitými pieskami až tufutickými pieskami. V menšej miere sú prítomné svetlozelenkastosivé, slabo jemnopiesčité vápnité íly a v bazálnej



Obr. 1



Obr. 2 PRIEČNY REZ ELEVÁCIOU ĎURKOV (R. Rudinec 1970)

1 — pliocén — vyšší sarmat; 2 — spodný sarmat; 3 — kolčovské súvrstvie (vysladený tortón + netypický spodný sarmat); 4 — tortón — baden; 5 — lanzendorfská séria; 6 — karpatská formácia; 7 — sterilné súvrstvie (burdigal ?, baden ?), 8 — mezozoikum; 9 — andezit a jeho pyroklastiká)

časti aj svetlosivozelené tufiticko-bentonitické íly. Pelitická časť kolčovského súvrstvia je tvorená prevažne svetlozelenkastosivými, žltohnedoškvrnitými vápnitými ílmi. Ako málo mocné medzivrstvy (2—5m) sa vyskytujú svetlozelenkastosivé, silne až veľmi silne jemnopiesčité vápnité íly. Celý vrstevný úsek tohto súvrstvia predstavuje v košickej kotline uloženiny kontinentálne, sladkovodné a jazerné.

Tortón (devínska séria). Súvrstvie dosahuje na vrte mocnosť cca 300 m a je budované monotónnymi, sivými slabo zelenkastými, slabo jemnosľudnatými, jemnopiesčitými vápnitými ílmi. Faunisticky ho reprezentujú asociácie neritika s výkyvmi smerom k sublitorálu.

Vrchný komplex 100—170 m mocný radí I. Zapletalová (1969) do zóny bolivino-buliminovej s touto faunou: *Protoelphidium granosum* (Orb), *Ammonia beccarii* (La), *Nonion artifex* Serova, *Reussella spinulosa* (Rss), *Florilus boueanus* (Orb), *Triloculina nitens* Rss, *Quinqueloculina selene* Karrer, *Callisto — cythere* sp., *Elphidium aff. macellum* (Fet M), *Ammobaculites exiguus* Cush., *Haplophragmoides vasiceki* C+Z, *Val-*

vulineria complanata (Orb), *Bulimina elongata* Orbigny, *Bathysiphon filiformis* Sars. Na báze tejto zóny nachádzame ekvivalentné fácie s *Cassidulina crista* (P) známej z trebišovskej depresie.

Zvyšujúca časť sa kladie do zóny aglutinancií na základe fauny reprezentujúcej asociácie stredne hlbokého neritika s normálnou morskou salinitou. I. Zapletalová (1969) určila tieto formy: *Paravalvulineria arcuata* (Rss), *Brizalina dilatata* (Rss), *Globigerina praebulloides* Slow, *Globigerina quinqueloba* Nattland, *Globigerina aff. eggeri* Rhumbler *Uvigerina venusta* Frauuzenau, *Globigerina quadrilatera* Galloway et Wissler.

Lanzendorfská séria. Reprezentuje ju detritické súvrstvie, budované svetlosivými strednozrnnými až hrubozrnnými pieskovcami, ktoré najmä vo vrchnej časti tvoria lavice o mocnosti až 50 m; ako medzivrstvy vystupujú sivé, slabo vápnité ílovce, ojedinelé sú tufy a tufity.

Faunisticky súvrstvie reprezentuje podľa I. Zapletalovej a K. Čopianovej (1969) orbulinová fauna: *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Orbulina bilobata* (Orb.); mikrofauna je paritizovaná, slabo zachovaná.

Karpatská formácia. Predstavuje poväčšine pelitický pestrý komplex, budovaný svetlosivými až svetlozelenkastosivými, žltohnedoškvrnitými ílmi až slabo vápnitými ílmi s vložkami a vtrúseninami sadrovca. Stratigraficky je súvrstvie zaradené čiastočne podľa fauny a svojho typického sfarbenia. Faunisticky je toto súvrstvie poväčšine chudobné, predstavujúce plytkovodné formy. I. Zapletalová (1969) tu určila tieto druhy: *Cibicides* cf. *lopjanicus* (Mjatliuk), *Elphidium fichtellianum* (Orb.), *Florilus communis* (Orb.), *Globigerina globuralis* Roemer.

Sivé sterilné súvrstvie. V bazálnej časti karpatu (1960—2140 m) vystupuje na vrte Ďurkov-1 súvrstvie litologicky charakterizované sivými, jemnopiesčitými, smerom k báze silnejšie piesčitými ílovcami, ktoré sa striedajú so silne spevnenými pieskovcami, veľmi silne jemnosľudnatými. V spodnej časti tohto súvrstvia prechádza do veľmi silne spevnených drobnozrnných polymiktných zlepencov. Faunisticky je súvrstvie sterilné. Hlavnou klastickou zložkou je poloopracovaný kremeň, ďalej sa tu nachádzajú rohovce a kremence, v menšej miere sericitické metakvarcity, chloriticko-muskovitické fylity, ruly, z ťažkých minerálov prevláda pyrit, potom turmalín a apatit (J. Vorbornikova 1969).

Stratigrafická príslušnosť súvrstvia nie je jasná; môže ísť o sivý vývoj karpatu, na to je však súvrstvie príliš svetlé. Ďalej môže ísť o súvrstvie burdigalu, ležiace priamo na podložnom mezozoiku, alebo ide, čo sa zdá najpravdepodobnejšie, už o horniny patriace k centrálnokarpatskému paleogénu, najmä vzhľadom na veľmi silne sľudnaté pieskovce.

Podložie (mezozoikum)

Podložie neogénu ďurkovskej elevácie tvorí mohutný, vyše 1000 m mocný, viac-menej monotónny komplex sivých, ojedinele svetlosivých dolomitov (podiel Ca Mg/CO_3 : $CaCO_3$ je cca 9 : 1). Ojedinele sa vyskytujú nevýrazné medzivrstvičky s ílovitou prímesou. Smerom k báze od hĺbky cca 2750 m sa podiel $Ca(CO_3)$ zvyšuje až do 45 %, takže súvrstvie vlastne prechádza v dolomitický vápenec; táto zmena sa prejavila aj na karotážnom diagrame nápadným zvýšením odporovej krivky. Celý tento komplex je silne rozpukaný a má poväčšine charakter brekcie (M. Zadrapa 1969).

Stratigraficky súvrstvie prináleží asi triasu; najpravdepodobnejšie ide o ekvivalentné súvrstvie mezozoických obalových sérií Čiernej hory, i keď sú tu rozdiely, najmä v mocnostiach.

Tektonika

Na základe výsledkov plytkého a stredne hlbokého štruktúrneho prieskumu a vrtu Ďurkov-1 môžeme si dnes urobiť pomerne dobrý obraz o tektonických pomeroch na elevácii Ďurkov, najmä vo vrchných súvrstviach. Stavbu tejto elevácie podmieňujú tieto zlomy: *svinický, olšavský, ruskovský* a *južný herľanský.*

Svinický zlom prebieha od Ruskova cez Ďurkov, v. od Bidoviec smerom na Rankovce. Svinický zlom má smer S — J s generálnym úklonom k východu. Juhovýchodne od Bidoviec sa zlom rozštiepuje na východný a západný svinický. Na väčšej časti územia oddeľuje zlom spodný sarmat vysokej kryhy od vyššieho sarmatu až pliocénu poklesnutej kryhy. Západne od svinického zlomu nebol vyšší sarmat-pliocén zistený. Celková výška skoku týchto zlomov je vyše 600 m. Doba vzniku svinického zlomu nie je zatiaľ bezpečne overená. Najpravdepodobnejšie sa začal prejavovať ako väčšina zlomov vo východoslovenskom neogéne na začiatku sedimentácie kolčovského súvrstvia. Podľa veľkej mocnosti spodného a vyššieho sarmatu na poklesnutej kryhe môžeme usudzovať, že zlom ďalej synsedimentárne pôsobil počas sedimentácie spodného sarmatu, vyššieho sarmatu a spodného pliocénu (panónu.)

Olšavský zlom prebieha od Vyšného Čaju z. od Bidoviec cez Bačkovík k Boliarovu. Smer a úklon je totožný so zlomom svinickým. Výška skoku asi 100 m. Zlom syngeneticky porušuje kolčovské súvrstvie. Začiatok jeho aktivity kladieme podobne ako u zlomu svinickému, na bázu kolčovského súvrstvia. Na vrte Ďurkov-1 prechádza v hĺbke 1510 m a redukuje súvrstvie lanzendorfskej série.

Ruskovský zlom. Jeho priebeh bol zistený vrtom pri Ruskove a má smer SZZ — JVV a úklonom k SV. V oblasti Ruskov—Vyšný Čaj oddeľuje najprv vyšší sarmat poklesnutej kryhy od spodného sarmatu vysokej kryhy, ďalej na Z zas spodný sarmat poklesnutej kryhy (pásmo veľkých elfídií) od najvyššej časti kolčovského súvrstvia, vysokej kryhy. Jeho pokračovanie ďalej k SSZ bolo zistené sv. od osady Byster. Zistili sme, že zlom syngeneticky porušuje súvrstvie spodného sarmatu a kolčovské súvrstvie. Či a ako porušuje staršie miocénne súvrstvie nie je zatiaľ zistené. Môžeme teda konštatovať, že zlom bol v činnosti počas sedimentácie kolčovského súvrstvia a spodného sarmatu.

Južný herľanský zlom bol zistený s. od Bidoviec až k Nižnej Kamenici s priebehom SV—JZ a úklonom k JV. Porušuje súvrstvie tufiticko-lignitickej série a spodného sarmatu. Výška skoku dosahuje cca 70 m. O dobe jeho vzniku a aktivite nemáme konkrétne údaje.

Naftovo-geologická charakteristika súvrství a dosiahnuté výsledky

Už v priebehu hĺbenia boli na vrte Ďurkov-1 robené v celom mezozoickom komplexe čerpacie skúšky testermi. Neskôr boli overené aj nádejné obzory z niektorých neogénnych súvrství.

Zhodnotenie prevŕtaných súvrství na základe dosiahnutých výsledkov a litofaciálneho vývoja:

V kolčovskom súvrství, aj keď je bohaté na nádržné horniny (kolektorské), vzhľadom na nedokonalé vzájomné tesnenie dajú sa očakávať pozitívne obzory iba šošovkovitého charakteru.

Súvrstvie tortónu — devínskej série vzhľadom na svoj pelitický vývoj možno považovať za dobrý tesniaci element podložného detriticko-piesčitého súvrstvia lanzendorfskej série, ktoré v priaznivej štruktúrnej polohe považujeme za nádejné.

Karpatská formácia má vzhľadom na svoj viac-menej pelitický charakter podobné postavenie ako tortón (baden). Pretože z jedného vrtu nie je možné robiť širšie uzávery, ostáva toto súvrstvie, zvlášť jeho bazálna detritická časť, aj naďalej perspektívne.

Najspodnejšie sivé sterilné súvrstvie, pokiaľ budú jeho bazálne zlepence priepustné, môžeme pokladať za nádejné. Je možné že v oblasti elevácie Ďurkov nie sú vyššie členy mezozoika — jura, event. krieda, vyvinuté, avšak vzhľadom na anomálnu mocnosť dolomitov nedá sa vylúčiť, že vŕtanie na lok. Ďurkov-1 prebiehalo po vrstvách. Na tieto otázky odpovie novootvorený vrt Ďurkov-2.

Pre perspektívu elevácie Ďurkov za najdôležitejšie pokladáme predneogénne mezozoické triasové dolomity. Čerpacie pokusy, ktoré prebiehali paralelne s hĺbením, ukázali, že celý, takmer 1000 m mocný komplex dolomitov je dobre priepustný a sýtený silne mineralizovanými slanými vodami alkalicko-natrium-magnézium chloridového typu s celkovou mineralizáciou 18 939—26 801 mg/l. Voda sa vždy vyskytovala v sprievode väčšieho alebo menšieho množstva CO_2. Vo vrchnom, takmer 300-m úseku boli zistené prejavy plynných uhľovodíkov od 7,5 % až po slabé stopy. Podrobné rozbory vody a plynu vidieť z priložených tabuliek.

Ako ukázali výsledky vrtnej refrakcie, vrt Ďurkov-1 nezachytil predneogénne mezozoické podložie v najvyššej štruktúrnej polohe.

Pozitívne výsledky z mezozoika, získané na vrte Ďurkov-1, možno zhrnúť v tomto zmysle:

a) prítomnosť dobre priepustných hornín (puklinaté dolomity);

b) priepustné obzory nekomunikujú s povrchom a predstavujú uzavreté celky sýtené pôvodnými slanými vodami;

c) prítomnosť plynných uhľovodíkov v najvrchnejších partiách, aj keď v sprievode CO_2 a dusíka — vo vyšších polohách sa dajú reálne očakávať väčšie koncentrácie uhľovodíkov.

Negatívnou skutočnosťou ostáva nedostatok nepriepustných polôh v rozpukanom dolomitickom komplexe.

Do tlače odporučil J. Slávik

LITERATÚRA

[1] Čopianová K., 1969: Mikropaleontologické rozbory vzoriek z vrtu Ďurkov-1. Manuskript-archív SNZ, Michalovce. — [2] Čverčko J.—Ďurica D.—Rudinec R., 1967: Príspevok k hranici tortón-sarmat vo východoslovenskej neogénnej panve. Správy o geologických výskumech v roce 1967, Praha. — [3] Janáček J., 1967: Ročná správa. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Jiříček R., 1965: Zpráva o paleontologickém průzkumu kontinentálních uložení v oblasti Bidovce—Svinica—Herľany. Manuskript-archív ČND, Hodonín. — [5] Rudinec R.—Slávik J., 1970: Geologická stavba podložia Východoslovenského neogénu. Geol. práce, Správy 53, Bratislava. — [6] Švagrovský J., 1964: Hranica tortón-sarmat v neogéne východného Slovenska. Geologický zborník. XV/1, Bratislava. — [7] Voborníková J., 1969: Petrografické rozbory jadier z vrtu Ďurkov-1. Manuskript-archív MND, Hodonín. — [8] Zadrapa M., 1969: Petrografické analýzy mechanických jadier z vrtu Ďurkov-1. Manuskript-archív MND, Hodonín. — [9] Zapletalová I., 1969: Mikropaleontologické rozbory vzoriek z vrtu Ďurkov-1. Manuskript-archív SNZ, Michalovce.

Geologické práce, Správy 55 | str. 117—126 | Bratislava | 1971

M. DLABAČ—V. MOŘKOVSKÁ*

RELIÉF BÁZE NEOGÉNU SLOVENSKÉ ČÁSTI VÍDEŇSKÉ PÁNVE

(3 obr. v textu, anglické résumé)

Abstract. The map of the relief has been compiled on the results of deep drillings and on the records of reflex-seismic measurements. In contrast to older maps this interpretation represents a more detail picture of the area studied. We try to inspire explanation of conspicuours deformations of the relief and estimation of the structure of pre — Neogene units.

Pro reliéf neogénního podkladu Vídeňské pánve byly v minulých letech sestrojeny četné mapy (na př. T. Buday—V. Špička 1961, K. Bílek—R. Čajka 1962, L. Pavelka—C. Komárovská 1965, K. Bílek 1965). Mimo to existuje řada map pro dílčí elevace a oblasti. Na rozdíl od map reliéfu pro celou pánev (resp. její jižní část) sestrojovaných většinou komplexně s použitím všech přístupných podkladů, dílčí mapy podávají obvykle výsledky určité discipliny. V prvé řade je zde nutno uvést měření t. zv. vrtní refrakce, kterou se v posledních letech zpracovalo okolí všech hlubinných vrtů s předmiocénním podkladem.

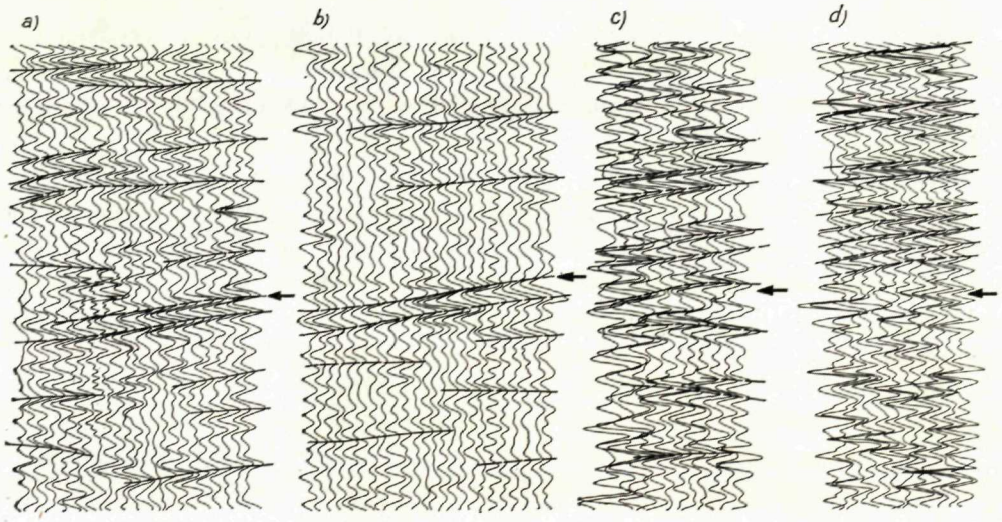
V s. části pánve s fyzikálně poměrně sourodým flyšovým podkladem se získaly hodnověrné výsledky kvantitatívní interpretací gravimetrických měření (M. Dlabač 1957, J. Ibrmajer—I. Pola 1959). Avšak tam, kde v podloží neogénu jsou centrálně karpatské jednotky, ukázala se tato metoda jako nevhodná. Nedostatečně podložený výklad tvaru reliéfu z gravimetrických anomálií může vést i k chybným závěrům.

Při sestrojení mapy reliéfu se většinou vycházelo z refrakční a reflekční seismiky. U reflexe se obvykle extrapolací od hlubinných vrtů sleduje průběh plošek v profilech. Hlavním nedostatkem v tomto případě, že na starších seismických záznamech se projevuje v příslušných časech, odpovídajících větším hloubkám, značný úbytek energie, takže se při interpretaci výchylky stop nebraly většinou v úvahu.

* Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, Kamenomlýnská 581

Sestrojení mapy reliéfu

K sestrojení mapy reliéfu jsme použili nekonvenční metodu, která z exaktního geofyzikálního hlediska může být považovaná spíše jako odhad než jako interpretace měření. Při našem postupu (v dalším popíšeme blíže) jsme neměli v úmyslu interpretovat seismická měření, ale snažili jsme se nalézt v záznamech reflexní seismiky odraz určitého geologického jevu, to jest povrchu mezozoika. Snahu „vyčíst" přímo ze seismického záznamu určitý geologický poznatek lze snad nejpřilehavěji přirovnat zjištění určitého geologického rozhraní z průběhu vrstevnic topografické mapy. Při tomto přístupu jsme vycházeli z předpokladu, že se odlišný litologický charakter a úložné poměry neogénních hornin od hornin podloží musí nutně projevovat i v seismických záznamech. Při obvyklém způsobu interpretace záznamů takové znaky mohly ujít pozornosti interpretátorů, jelikož se nebraly v úvahu možné nebo předpokládané geologické poměry v určitých časech. Stejný způsob interpretace seismických záznamů jsme použili ve ždánické jednotce (Z. Adam—M. Dlabač—F. Chmelík—Z. Stránik 1969). Při prosté vizuelní interpretaci záznamů je především nutné co nejlépe znát geologický a litologický profil a možnosti jeho laterálních a vertikálních změn. Náš postup se přibližuje interpretační metodě „časových řezů".



Obr. 1. Charakteristické záznamy reflexní seismiky s vyznačením rozhraní neogénu a podkladu

Fig. 1. Characteristic records of reflection profiling; the boundary between Neogene and basement designated

Sestrojení mapy pouze ze seismického měření bez použití gravimetrie jsme se chtěli vyhnout ovlivnění hlubšími prvky z podkladu neogénu. Při konstrukci mapy jsme také nepoužili výsledky refrakčně seismických měření, jelikož lomené vlny jen vyjímečně v okrajových částech pánve sledují povrch mezozoika.

Při interpretaci záznamů se vycházelo od hlubinných vrtů, které dosáhly neogénní podklad. V rozmezí časů, odpovídajícím příslušným hloubkám rozhraní, projevovaly se na některých záznamech výraznější výchylky stop (reflexy). Výrazné reflexy byly zejména v místech, kde podklad neogénu tvoří přímo karbonatické horniny. Dalším charakteristickým znakem jsou zdvojené reflexy, které zvláště v některých částech pánve (chočská jednotka) spolehlivě indikují podloží (obr. 1 a, b). Uvedené dva typy reflexů se kromě rozhraní neogénu s podložím projevují někdy také ve větších hloubkách, kde jsou místy použitelné k sledování povrchu karbonatických hornin pod terigenní svrchní křídou brezovské deprese.

Na četných záznamech bylo možné rozhraní identifikovat také podle nesouhlasného poměru reflexů (obr. 1 c). Pokud v úseku kratších časů byly místy reflexy mírněji ukloněny, reflexy z „podloží" se projevovaly větším sklonem. Dalším kriteriem byl celkový charakter záznamu tím, že v neogénní části jevil průběh stop uspořádanější charakter než v horninách podloží (obr. 1 d). Tento jev se dal sledovat zejména v místech, kde podloží neogénu tvoří paleogén a křída brezovské deprese. V poměrně vzácných případech se rozhraní projevuje výraznou výchylkou stop s odlišným sklonem od výchylek nad rozhraním i pod nim. Zatím co u předchozích případů se jedná o reflexy z vrstev, resp. o odlišné sklony vrstev v neogénu a v podloží, posledně jmenovaný fenomén je zřejmě podmíněn reflexy přímo ze starého povrchu. V souladu s uvedenými kritérii je také skutečnost, že lepší identifikace „podloží" byla možná u záznamů z profilů, uvedených napříč generelní stavby, než u profilů podélných. Zejména v jv. části pánve je určitá shoda směru vrstev v neogénu se směrem podložních jednotek.

Uvedená kritéria lze ze záznamů určit jedině velmi pečlivou prohlídkou a srovnáním s přechozími a následujícími záznamy. Přirozeně i tento způsob posouzení byl v plné míře závislý na kvalitě záznamu. Často je možné identifikovat rozhraní pouze na několika záznamech celého profilu. U některých profilů nebylo vůbec možné nalézt příslušná kritéria. Možnost identifikace podloží je vedle geologických poměrů, to je litologického a strukturního poměru obou jednotek, závislá na způsobu měření, geologických podmínkách místa odpalů a pod. Z těchto důvodů předpokládáme, že pro posouzení záznamů ze starších měření je vhodnější individuelní vizuelní studium než jejich spojitá interpretační reprodukce v profilech nebo v časových řezech.

Popsaným způsobem jsme zpracovali celkem 112 profilů s cca 1800 záznamy.

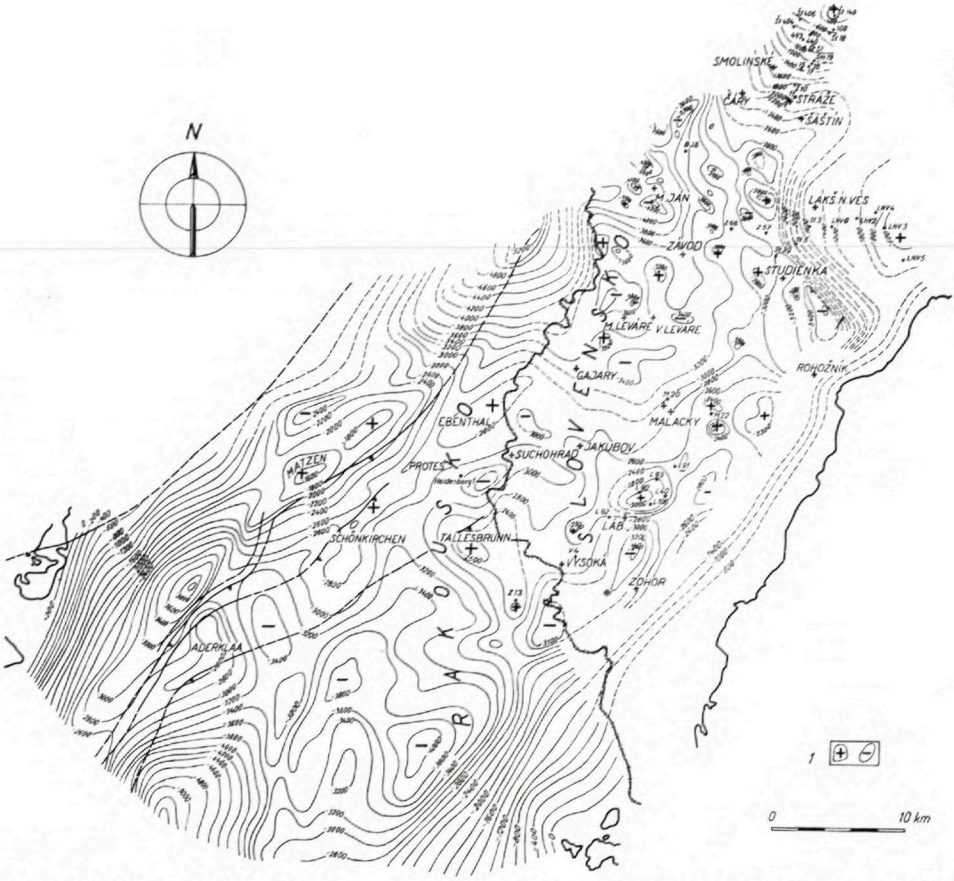
Příslušné časy, zjištěné na seismickém záznamu, jsme převáděli na hloubkové hodnoty pomocí grafu, který nám byl jako representační pro neogén Vídeňské pánve dán k dispozici interpretačním oddělením ÚGF. K hloubkové interpretaci je ještě nutno dodat, že získané hodnoty jsou pouze přibližné, jelikož jsme neměli k dispozici různé křivky pro jednotlivé části pánve a je samozřejmé, že rychlostní křivka z okrajových míst pánve, kde je na povrchu spodní miocén, bude se lišit od křivky v centrální části pánve s mnoha sta metry mocným pliocénem. Vycházíme však z předpokladu, že i při zlomové stavbě je přesto do určité míry pozvolný hloubkový přechod mezi jednotlivými částmi pánve a že použitím nevhodné rychlostní křivky pro neogén nemohly vzniknout hloubkové rozdíly, které podstatně ovlivnily výsledný obraz. Věrohodnost rychlostní křivky byla konečně často ověřena u záznamů, interpretovaných v blízkosti hlubinných vrtů. Dnes je v jv. části již dostatek vrtů, kterými bylo navrtáno podloží, takže se jednalo na většině plochy spíše o interpolaci mezi vrty pomocí seismiky než o samostatnou konstrukci mapy. U profilů v blizkosti rakouské hranice jsme brali také v úvahu hodnoty, získané hlubinnými vrty v Rakousku.

Z podkladů, získaných z reflexně seismických záznamů, jsme sestrojili jednoduché strukturní schéma (obr. 2) a strukturní mapu se zlomy (obr. 3) v měř. 1:200 000. Bezzlomová mapa byla úmyslně sestrojena schematicky, aby se zamezilo subjektivnímu ovlivnění strukturní interpretace.

Při konstrukci zlomové mapy jsme převáděli zlomy zjištěné v tortonu s uvážením mocnosti spodního miocénu do úrovně „reliefu". Ve velké části území jsme přitom vycházeli ze strukturní mapy lábského obzoru. (A. Kocák 1968). Je nutné zdůraznit, že takto získaný obraz je značně schematický. V rámci této práce nebylo možné zjistit změny poklesů od lábského obzoru do podloží, a proto byla zejména u menších zlomů zachována stejná amplituda. Rovněž nebyly brány v úvahu spodnomiocenní resp. předtortonské zlomy, kromě nejsevernější části mapy (Štefanov — Smolinské a Lakšárská Nová Ves), jejichž činnost v mladším miocénu a pliocénu zaniká. Je přitom nesporné, že právě takové zlomy značně ovlivňují tvar reliéfu.

V oblastech Šaštín, Smolinské, Štefanov a Lakšárská Nová Ves je mapa sestrojena přímo z vrtních podkladů bez interpretace seismiky. V pruhu podél Malých Karpat je bezzlomová mapa doplněná z mapy K. Bílka 1965.

Rozdíl mezi námi předpokládanou mapou reliéfu a staršími mapami L. Pavelka—C. Komárovská (1965), K. Bílek (1965), T. Buday—E. Menčík—V. Špička (1967) spočíva v podstatě v tom, že zobrazuje pouze reliéf (s vyloučením hlubších vlivů) a v detailnější modelaci starého povrchu. Do konstrukce mapy jsme nepojali výsledky vrtní refrakce, které zobrazují vždy jen bližší okolí hlubinných vrtů, ze kterých se měření provádělo. Ve většině případů se naše interpretace s výsledky těchto měření dobře shoduje.

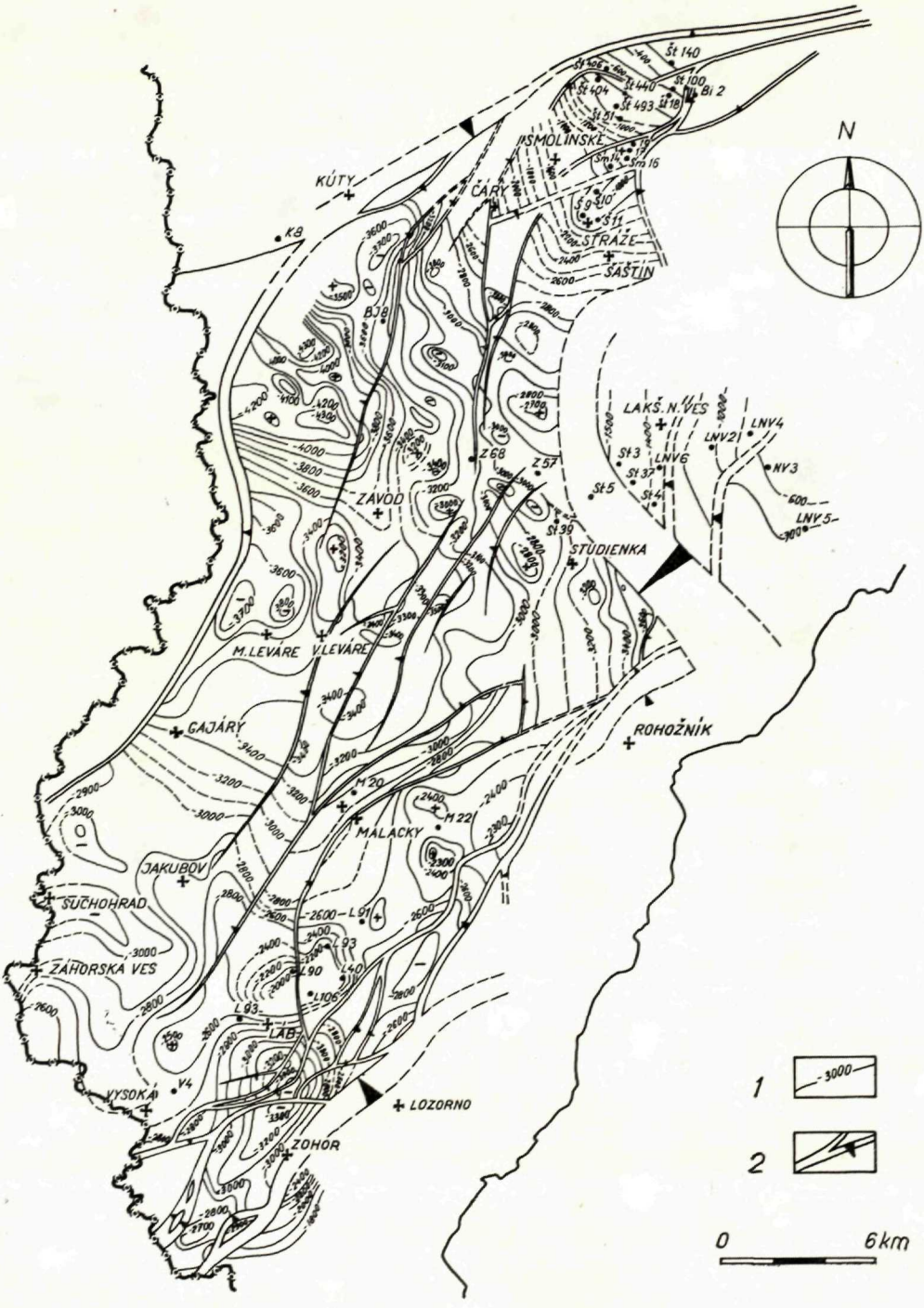


Obr. 2 Schéma reliéfu neogénního podkladu ve střední části Vídeňské pánve. 1 — elevace a deprese reliéfu

Fig. 2 Schema of the relief of the basement of Neogene in the central part of the Vienna Basin (Austrian part after J. Kapounek et al. 1965). 1 — elevations and depressions of the relief

Interpretace reliéfu

Posuzujeme-li reliéf čsl. podílu Vídeňské pánve spolu s rakouskou částí sev. Dunaje (J. Kapounek—A. Kröll—A. Papp—K. Turnovsky 1965), je patrné rozdělení na dvě části, oddělené příčným elevačním pásmem. Pruh relativních hloubek probíhá přibližně ve směru V—Z od rohožnické, resp. malacké elevace k matzenské elevaci v Rakousku, v poněkud širším pojetí je to pruh, ohraničený na v. elevacemi Láb a Malacky a na z. v celé šířce


N
KÚTY
ČÁRY
PSMOLINSKÉ
STRAŽE
SAŠTÍN
KB
BJ8
ZÁVOD
Z68
Z57
LAKŠ. N. VES
LNV4
LNV2
LNV6
NV3
LNV5
ŠT3
ŠT37
ŠT5
ŠT41
ŠT39
ŠTÚDIENKA
M. LEVÁRE
V. LEVÁRE
GAJÁRY
ROHOŽNÍK
M20
M22
MALACKY
JAKUBOV
SUCHOHRAD
ZÁHORSKÁ VES
L93
L90
L40
L106
L91
LAB
V4
VYSOKÁ
LOZORNO
ZOHOR
1
2
0
6 km

elevací Matzen. Isohypsy podkladu v tomto pruhu klesají výjimečně pod —3000 m. Na j. u Dunaje a na s. (kútský příkop) klesá podklad pod —5000 m. Kromě zmíněného příčného elevačního pruhu nespatřujeme v dnešním tvaru reliéfu podkladu neogénu žádnou výraznější symetrii.

Na příčný pruh jsou vázany elevace Láb, Malacky, Matzen a u této elevace ještě nižší, zčásti dílčí elevace Schönkirchen, Protes a Ollersdorf. Ollersdorfský elevační pruh by podle dnešních podkladů mohl zasahovat sv. ukončením ještě na čsl. území. Za zmínku stojí také hřbet, který probíhá od lábské elevace k SZ k obci Jakubové. V rámci tohoto hřbetu nelze vyloučit existenci menší samostatné elevace.

U elevací Malacky (jih) není v obrazu reliéfu zcela vyjasněný jejich vztah k okraji pánve (rohožnická elevace). Při značné vzdálenosti elevací od dnešního okraje, cca 10 km, a relativně velké hloubce přes 2000 m, se zdá být oprávněné považovat je za samostatný strukturní prvek.

Dvě nejvýraznější elevace reliéfu v naší části pánve s centrálně karpatským podkladem jsou elevace lakšárská a štefanovská. Jak je patrno z mapy reliéfu, mají tyto elevace naprosto samostatné postavení, oddělené od pokleslé části pánve. Šaštínská elevace (Šaštínské Stráže) je strukturní stupeň, přičleněný ke svahu štefanovské elevace.

Z hlubších částí reliéfu stojí za povšimnutí dvě elevace v pokleslé části lakšárského zlomu západně lakšárské elevace. S vrcholy v podmořské hloubce 2800 m se tyto elevace v hypsometrickém obrazu reliéfu řadí k výše uvedeným elevacím Malacky, Láb, Schönkirchen a pod. U jižnější z těchto dvou elevací je mimo vztahu k lakšárské elevaci ještě pozoruhodná posice mezi severní ústřední pokleslou částí pánve s hloubkami více než —5000 m a pokleslou částí jz. lakšárského zlomu (—3500 m).

Několik menších elevací mezi štefanovskou a lakšárskou elevací, resp. elevacemi v pokleslé kře lakšárského zlomu a severní pokleslou částí, jsou ve vrcholové části vesměs nižší než —3000 m.

Pro interpretaci vztahu „reliefu" ke geologii předneogénního podkladu lze z mapy reliéfu vyčíst jen zcela okrajové nedostatečně podložené poznatky. Může to být lokálně ovlivněno do určité míry okolností (na kterou upozornil už K. Bílek 1965), že zobrazení reliéfu pomocí geofyzikálních měření a z vrtních dat je v některých částech pánve proti skutečnosti značně zjednodušené. Jak je patrné z míst, kde byl na menší ploše proveden

Obr. 3 Schéma reliéfu neogénního podkladu slovenské části Vídeňské pánve s vyznačenými zlomy. 1 — isohypsy reliéfu neogénního podkladu, 2 — zlomové plochy v úrovni báze neogénu

Fig. 3 Scheme of the relief of the basement of Neogene in the Slovakian part of the Vienna Basin; faults designated. 1 — isolines of the basement relief, 2 — fault planes at the level of Neogene base

větší počet vrtů (na př. struktura Láb) je zde reliéf dosti členitý. Právě tato detailní členitost by ovšem mohla být určitým vodítkem pro dedukci geologie (resp. litologie) podloží.

Celopánevně při generelním poklesu oblasti a jejím postupném zaplavování se však nutně zarovnával původní reliéf. Až na bazální sutě burdigalu (mikulčických vrstev) nebo jablonické slepence svědčí většinou i sedimenty báze neogénu o zarovnaném podkladu. Bazální slepence mikulčických vrstev ovšem patří již do oblasti s flyšovým podkladem.

Z rozboru vrstev báze neogénu a z vývoje mocností jednotlivých neogénních stupňů (V. Špička 1968) je patrné, že část dnešních deformací reliéfu vznikla vlivem lokálních vertikálních pohybů během vývoje pánve v neogénu.

Prvky reliéfu, které jsou známé z odkryté oblasti východních Alp nebo západních Karpat jsou v reliéfu podkladu pánve patrné jen výjimečně nebo v náznacích. Je to ve shodě s výkladem T. Budaya in T. Buday – I. Cícha – J. Seneš (1965) o vývoji neogénních pánví západních Karpat. Dalekosáhlé dedukce o rozšíření mezozoických jednotek v podkladě neogénu na základě analyzy reliéfu jsou proto neopodstatněné. Zjištění svrchní křídy a paleogénu brezovské deprese na štefanovské a lakšárské elevaci, to jest na nejvýraznějších elevacích reliéfu a její pokračování do přilehlé deprese nebo naopak navrtání triasu (nižších příkrovů nebo bradlového pásma) na vrtu Borský Jur — 8 v depresi reliéfu ilustruje dostatečně uvedené vztahy.

V rámci interpretace reliéfu je ještě nutné se zmínit o hypotetických možnostech rozšíření chočského a nižších příkrovů. V tomto směru je důležité upozornění M. Maheľa (1968), že mezi vnějším okrajem chočské jednotky a bradlovým pásmem leží neogén nebo svrchní křída brezovské deprese na nižších příkrovech. Jv. od hypotetické vnější hranice chočské jednotky je při vertikálních rozdílech reliéfu až 1000 m, nutno připustit možnost nepravidelného zasahování předneogenních výchozů nižších jednotek (frankenfelská, manínská, križňanská) do chočské jednotky. Na takovou možnost poukazuje také upozornění M. Maheľa (l. c.) na možnou příslušnost vápenců vrtů Malacky — 20 a Láb — 90 k nižším jednotkám. Za předpokladu plochého uložení chočské jednotky v naší části pánve nelze vyloučit ani možnost jejího zachování ve formě příkrovových ker v rozsahu výraznějších podložních elevací (Malacky — jih, Láb). Pro rozšíření svrchní křídy brezovské deprese neposkytuje mapa reliéfu žádné podklady.

Ve dnešním tvaru styčné plochy neogenní výplně pánve s povrchem centrálně karpatských jednotek se jeví náznaky starého reliéfu před neogenní transgresí modelovaného neogénními vertikálními pohyby. Nejvýraznější jsou ovšem subsidentní poklesy, které s různou intensitou pokračovaly během sedimentace miocénu a pliocénu. Mimo regionálních vertikálních často kolísavých pohybů spadá vznik dílčích elevací většinou na vrub lokálních zdvihů. Tyto pohyby mají nesporně hlubinné založení a deformují s určitou diferenciací celý komplex sedimentů od báze neogenu po podložní krystalinikum. Souborné prohýbání předneogénního sedimentárního pláště v době vzniku a vývoje Vídeňské pánve se logicky odráží také na stavbě hlubších jednotek. Pokud vlastní (vnitřní) vrstevní deformace podkladu vznikly před miocénem,

podmínily pozdější pohyby změny v regionálním sklonu starších vrstev shodně s konfigurací báze miocénu. V tomto smyslu má hodnověrné zobrazení reliéfu neogenního podkladu zásadní význam pro stanovení směru migrace a možných akumulací nafty a plynu jak v miocenní výplni tak i v hlubším podkladu pánve.

Do tlače odporučil O. Samuel

LITERATURA

[1] Adam Z.—Dlabač M.—Chmelík F.—Stránik Z., 1969: Geol. interpretace seismických profilů v jižní části ždánické jednotky. Čas. pro miner. a geol., Praha. — [2] Bílek K., 1965: Výsledky a perspektivy průzkumů mezozoického podloží Vídeňské pánve. MS. Geofond, Praha. — [3] Bílek K.—Čajka R., 1962: Zpráva o průzkumu centrálně karpatského podloží Vídeňské pánve. MS. Geofond, Praha. — [4] Buday T.—Špička V., 1961: Centrálně karpatské podloží Vídeňské pánve a jeho perspektivnost z hlediska živic. MS. Geofond, Praha. — [5] Buday T.—Cicha I.—Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. GÚDŠ, Bratislava. — [6] Buday T.—Menčík E.—Špička V., 1967: Geologická stavba a reliéf podloží Vídeňské pánve. Rozpravy ČSAV, Praha. — [7] Dlabač M., 1957: Výzkum akumulace nafty a plynu ve Vídeňské pánvi. MS. Geofond, Praha. — [8] Ibrmajer J.—Pola I., 1959: Interpretace charakteristických geologických řezů Vídeňské pánve na základě gravimetrických měření. ČSAV 82, Praha. — [9] Kapounek J.—Kröll A.—Turnovský K., 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter-und Mittelmiozän in Niederösterreich. Erdoel-Erdgas-Zeitschreit, J. 81, Heft 4, Wien—Hamburg. — [10] Kocák A., 1968: Situační zpráva ke strukturní mapě ze slovenské části Vídeňské pánve na svrchní hranici lábského obzoru. MS. Geofond, Praha. — [11] Maheľ M., 1968: Centrálno-karpatské jednotky v podloží československej časti Viedenskej panvy. MS. GÚDŠ, Bratislava. — [12] Pavelka L.—Komárovská C., 1965: Přínos geofyzikálního průzkumu k řešení otázky reliefu podloží ve Vídeňské pánvi. MS. Geofond, Praha. — [13] Špička V., 1968: Rekonstrukce vývoje reliefu centrálně karpatského podkladu v neogénu in Dlabač M. a kol.: Výzkum předneogenního podloží v jihovýchodní části Vídeňské pánve. MS. Geofond, Praha.

M. DLABAČ – V. MOŘKOVSKÁ

RELIEF OF THE BASE OF NEOGENE IN THE SLOVAKIAN PART OF THE VIENNA BASIN

(Summary of the Czech text)

The method used for the construction of the map of the pre-Neogene basement of the Vienna Basin is described, and the geological interpretation of the form of the relief s suggested.

The map of the relief was compiled from the logs of deep boreholes that reached the basement and from the reflection profiling data. From the reflection profiling records the Neogene (basement boundary was defined using unconventional visual interpretation. It was assumed that the different lithology of the basement rocks must be necessarily expressed in seismic records. The extrapolation of this boundary from deep-borehole data has shown that it is manifested in the records in different ways, such as duplicate reflections (Fig. 1a, b), discrepancy in reflections ratio (Fig. 1c), disordered course of traces in the basement rocks (Fig. 1d), reflections from the interface, etc.

In the form of the relief a transverse elevation of east-west direction from Malacky to Matzen in Austria has been identified. The elevations Láb, Malacky, Matzen, Schönkirchen, Protten and others are linked up with this belt. The two most prominent elevations of Štefanov and Lakšáry have an independent position, being separated from the sunken part of the basin. Several minor elevations occur in the subsided part near the Lakšáry Fault. No individual elements of the pre-Neogene differentiation of the relief can be deciphered from the map. On the basis of our analysis we think that all far-reaching deductions on the distribution of the pre-Neogene units from the form of the relief are unsubstantiated. Most of the present deformations originated in consequence of vertical movements during the Neogene. The subsidence movements that induced the origin and evolution of the basin in the Neogene had been initiated deep in the basement. The deformations affected older sedimentary units consistently with the base of the Miocene complex. As in the described part of the basin the inner structure of the Mesozoic and Palaeogene had been completed before the Miocene transgression (the last movements caused the overthrust of the Choč unit on the Palaeocene), the deeper structural layers warped as a whole in the Miocene and Pliocene. These inferences are of importance for the oil geology, as they document the significance of the relief form for oil migration and accumulation both in the Miocene and the deeper rocks of the basement.

Preložila H. Zárubová

Geologické práce, Správy 55 | str. 127—130 | Bratislava | 1971

ALBÍN KLINEC*

O VZŤAHU ALPÍNSKEJ METAMORFÓZY K TEKTONICKÝM POCHODOM (ZÁPADNÉ KARPATY)

(anglické resumé)

Abstract. The genesis of Alpine metamorphites in West-Carpathians was explained by V. Zoubek (1936, 1953) and D. Kubíny (1954, 1958) as a result of overthrusting Sub-Tatran nappes and dislocation processes connected with the former.

The author points out to the sxisting problems connected with the explication and suggests a new explanations. Structural alterations of rocks and outcropping metamorphous front is connected with tectonic overthrusts of Kráľova hoľa complex A. Klinec 1966).

Na mnohých miestach Západných Karpát sa udiali popri alpínskych štruktúrnych deformáciách horninových komplexov aj významné alpínske metamorfné premeny hornín.

Táto skutočnosť je známa. Prvé vysvetlenie mechanizmu vzniku alpínskych metamorfitov podal už roku 1936 a 1953 Vl. Zoubek. Otázkami vzťahu tektoniky a metamorfizmu sa zaoberal D. Kubíny (1954, 1958).

Vznik alpínskych metamorfitov sa podľa uvedených autorov viaže na dislokačné pohyby, ktoré súvisia s presunmi mezozoických horninových komplexov. Na také presuny sa podľa nich viaže vznik subhorizontálne orientovaných plôch kliváže a bridličnatosti. Vývin a rozšírenie strmo alebo vertikálne orientovaných mylonitov a diaftoritov sa obyčajne spája s vertikálnym pohybom krýh, násunom alebo i pohlcovaním zón, resp. subzón.

Pri novom spracovaní územia vo východnej a strednej časti veporíd (1960—1969) objavili sme ďalšie črty stavby Karpát, ktoré nám vnucujú nový pohľad na prejavy alpínskej metamorfózy. Konkrétne ide o vzťah stavby fundamentu veporíd k premene hornín tejto zóny.

Ukazuje sa, že alpínska metamorfóza hornín mezozoika a kryštalinika je v oveľa užšej genetickej spojitosti s tektonickými presunmi horninových komplexov, ako bolo známe. V tejto súvislosti treba brať do úvahy nové názory o koreňových oblastiach subtatranských príkrovov (A. Biely 1964).

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

Zvlášť dôležité je zistenie, že alpínske metamorfity vznikli v oblasti veporíd v podmienkach kremeň-albit-epidot-biotitovej, až kremeň-albit-epidot-almandinovej subfácie, fácie zelených bridlíc, teda biotitovej až granátovej zóny (S. Vrána 1966). Uvedený stupeň premeny vyžaduje značnú intenzitu fyzikálnych PT-podmienok. Tá je ťažko vysvetliteľná účinkom presúvajúcich sa subtatranských príkrovov alebo gemeríd. Pripomíname, že medzi presunutými jednotkami gemeríd (muránsky príkrov) a jeho podložím je už dávnejšie konštatovaný metamorfný skok, čo vznik metamorfózy posúva do obdobia pred vznikom gemeridného príkrovu. V tejto súvislosti bolo tiež konštatované, že osi vrás — lineácie minerálov na metamorfovaných granitoidoch podkladu muránskeho príkrovu — nesúhlasia so smerom osi vrás príkrovu.

Tieto fakty vyvracajú pôvodný výklad príčin vývinu alpínskej metamorfózy, ktoré treba hľadať jedine vo fundamente veporíd. Zdá sa, že práve superpozícia granitoidov na kryštalických bridliciach, ktorú sme v posledných rokoch konštatovali, súvisí s uvádzanými premenami.

Domnievame sa, že základná príčina vzniku týchto javov spočíva v silných. opakujúcich sa tektonických pochodoch a v pôvodnom rozmiestnení horninových komplexov, ktoré sa v tektonickej zóne vyskytovali.

Predpokladáme, že dnešné územie tatroveporíd bolo v predalpínskej, azda i predhercýnskej etape budované oddelenými, pretiahnutými masívmi granitoidov — migmatitov, medzi ktorými boli vyvinuté široké pásma výrazne bridličnatých metamorfitov (fylity — svory až ruly). V podmienkach silného tlaku sa tieto dve, mechanickými vlastnosťami odlišné skupiny hornín chovali rozdielne. Z „plastického prostredia" kryštalických bridlíc boli tvrdé jadrá granitoidov vytláčané tak ako kôstka zo slivky. Sprievodným znakom tohto procesu je výstup metamorfného frontu, ktorý spôsobil premenu všetkých hornín vystupujúcich v tektonicky aktívnej zóne.

Najvýraznejšia alpínska premena hornín je zaznamenaná vo veporidách. Kryštalické bridlice a granitoidy sú tu premenené v podmienkach biotitovej a granátovej zóny. Reprezentantom alpínskych metamorfitov pri južnom okraji veporíd môžu byť distén — chloritoidové bridlice (S. Vrána 1964). V strednej časti veporíd vznikli z granitoidov rôzne typy hornín, postihnuté deformáciami a rekryštalizáciou. Na začiatku radu stojí masívny granitoid, na konci blastomylonit. Premeny majú podobný charakter ako metamorfóza hornín Foederata série. Uplatňuje sa na nich jednotný deformačný plán a spoločná metamorfná fácia (V. Zoubek 1964). Príbuznosť hornín Foederata série spolu s granitoidmi vymedzuje tieto procesy ako alpínske. To však nevylučuje možnosť zárodkov vývoja tektonického vzťahu granitoidov a kryštalických bridlíc v predalpínskom období. Isté však je, že tento proces bol dovŕšený až počas alpínskej tektogenézy.

Spomínané premeny sa viažu najmä na oblasť veporskú. Uprostred nej neboli pozorované rozdiely v stupni metamorfnej premeny. Hranice alpínsky premenených hornín — na juhu gemeridy a severe tatridy — sú výrazné skokovité.

Podobné premeny hornín kryštalinika, ale i mezozoika sú známe aj v pásme centrálnych Západných Karpát, obyčajne majú však menší rozsah a viažu sa len na určité úseky — poruchové pásma a okraje masívov (ostrovy metamorfovaných hornín uprostred stredoslovenských neovulkanitov alebo okraje granitoidného masívu Tríbča a i.). Tieto výskyty predstavujú len periférium alpínskych tektonometamorfných premien.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1939: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitteilungen, Wien. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát. Vyd. SAV, Bratislava. — [3] Biely A., 1964: Über die „Veporiden". Geol. zborník SAV 15, Bratislava. — [4] Kantor J., 1950: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K^{40} metódy. Geol. práce, Správy 16, Bratislava. — [5] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Geol. práce, Správy 19, Bratislava. — [6] Klinec A.—Lehotský I.—Vrána S., 1962: Vysvetlivky k listu Revúca 1:50.000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Klinec A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborník geologických vied. Rad ZK, Zväzok 6, Bratislava. — [8] Kužvart M., 1956: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚÚG XXII, Praha. — [9] Máška M.—Zoubek V., 1960: Tektonický vývoj západokarpatské soustavy (in Tektonický vývoj Československa), Praha. — [10] Šalát J., 1954: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [11] Vrána S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata — Serie im Mittelteil der Veporiden. Zborník geologických vied, Rad ZK, Zväzok 6, Bratislava. — [12] Zoubek V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listě Vel. Revúca 4564). Věstník SGU VIII, Praha. — [13] Zoubek V., 1936: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpát. Věst. SGÚ XIII, Praha. — [14] Zoubek V.—Snopko L., 1955: Zpráva o mapování styku veporíd a gemeríd medzi Slavošovcami a Rejdovou. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1954, Praha. — (15) Zoubek V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200.000, list Banská Bystrica, Geofond Bratislava.

ON THE RELATION OF ALPINE METAMORPHOSIS TO TECTONIC PROCESSES

(Summary of the Slovak text)

The region from which Central West-Carpathian zone developed gradually, was originally composed of conspicuously schistose crystalline rocks (phylites, mica schists, amphibolites).

Longitudinal E-W oriented granitoid intrusions penetrated into such a „formation" and caused there conspicuous inhomogeneity of masses (pre-Alpine stage).

Different physical properties of pre-Alpine basement were important for further development of Alpine structural step. Inhomogeneous basement and strong pressure caused overthrusts of rock complexes in deep structure and in superstructure. Overthrusts of granitoids or the so-called Kráľova hoľa complex upon the Hron complex (A. Klinec 1966) displayed activity of basement. Mutual connection of the basement and the mantle is evident in their common deformation plan and metamorphic facies.

In difference from earlier authors (V. Zoubek 1936, 1953; D. Kubíny 1954, 1958) the author of the present article assumes that the cause of metamorphic rocks (crystalline) alterations should be sought in the basement and not in „surficial" overthrusts of sub-Tatran or Gemeride nappes. This opinion is well supported by the degree of alterations in Alpine metamorphic rocks of basement and its mantle (biotite and garnet zo nes)

Occurrences of Alpine metamorphites in several places and in some zones of West Carpathians are sudden, without gradual transition. Till the present no gradual increase of metamorphism in certain direction was stated neither in such extensive zones as the Vepor zone.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 55 | str. 131—137 | Bratislava | 1971

JOZEF VOZÁR*

VIACFÁZOVÝ CHARAKTER PERMSKÉHO VULKANIZMU CHOČSKEJ JEDNOTKY V NÍZKYCH TATRÁCH

(1 obr. v texte, nemecké resumé)

Abstrakt. Die Arbeit knüpft an die älteren Studien des autors (1965—1968) an und präsentiert einen Teil der Resultate der komplexen Untersuchung des Perm-Vulkanismus der Choč-Einheit in der Niederen Tatra. Ihr Grundgedanke ist der mehrphasige Charakter des beobachteten Vulkanismus, die grundlegende Charakteristik der einzelnen Phasen und eine kurze Aufzeichnung der paleovulkanischen Verhältnisse.

Mladopaleozoickým sedimentárno-vulkanickým komplexom chočskej jednotky v Nízkych Tatrách sa v poslednom období zaoberali E. Drnzík (1967, 1969), V. Ďurovič—E. Krist (1967), V Ďurovič (1968), J. Badár—V. Reimont—L. Novotný—E. Šváb (1965—1966) a autor (in lit.).

Na viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky bolo poukázané už počas nášho výskumu v južnej časti Nízkych Tatier medzi Mýtom pod Ďumbierom a Podbrezovou (J. Vozár 1967). Z paleovulkanologického hľadiska obidve fázy v uvedenej oblasti javia príbuznosť najmä čo do povahy erupcie a vzťahu voči sedimentom. Nakoľko sa prejavili obe fázy v tesnej časovej následnosti, nebolo medzi nimi pozorované mocnejšie súvrstvie intravulkanických sedimentov, naopak, na niektorých miestach možno pozorovať vzájomný kontakt obidvoch fáz. Charakterizuje ho vysoká koncentrácia epidotu, chloritu, kalcitu, rudných minerálov (pyrit, hematit, chalkopyrit) a vulkanického skla.

Veľmi zjavné sú petrografické a geochemické rozdiely produktov oboch fáz. Prvá erupčná fáza má pomerne vysoký obsah vulkanického skla (až 45%) kým druhá erupčná fáza ho obsahuje u všetkých petrografických variet nepomerne menej. Druhá erupčná fáza je intenzívnejšie postihnutá spilitizáciou a zvlášť výrazná je tu epidotizácia. Je koncentrovaná vo väčších zónach šošovkovitého i nepravidelného obmedzenia. Markantný rozdiel je v obsahu alkálií, najmä K_2O, ktorý je u hornín prvej erupčnej fázy relatívne vyšší ako u hornín druhej fázy. Podobne je to i s SiO_2. Naopak, obsah CaO,

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

Fe_2O_3, FeO a MgO je u hornín prvej erupčnej fázy nižší ako u hornín druhej erupčnej fázy.

Toto sú hlavné rozdiely medzi produktmi dvoch erupčných fáz permského vulkanizmu chočskej jednotky študované na j. svahoch Nízkych Tatier.

Pre perm chočskej jednotky s. svahov Nízkych Tatier je charakteristické, že produkty obidvoch erupčných fáz nie sú vyvinuté v celom študovanom území. Čo do rozsahu zjavne prevláda druhá erupčná fáza a jej produkty možno pozorovať od záveru Jánskej doliny cez Svidovský potok, Malužinú, v dolinách Svarínka, Nižný a Vyšný Chmelenec, Ipoltica, Benkovský potok a Čierny Váh azda až po Vikartovský chrbát. Prvá (staršia) erupčná fáza bola zistená jv. od Holice, v závere dolín Ipoltica a Benkovský potok, na Zadnom Grúni, s. a sv. od Liptovskej Tepličky a v oblasti v. od doliny Čierneho Váhu pri Liptovskej Tepličke až po dolinu Vernárskeho potoka. Najmarkantnejšie možno študovať postavenie, charakter a vzájomný vzťah oboch erupčných fáz permského vulkanizmu v strednej časti územia, t. j. v. od doliny Svarínka a hrebeňa Holica a z. od doliny Čierneho Váhu pri Liptovskej Tepličke. Mladopaleozoický sedimentárno-vulkanický komplex chočskej jednotky na s. svahoch Nízkych Tatier sme v uplynulom období zmapovali v mierke 1:10 000 (skreslené do mierok 1:25 000 a 1:100 000). Kartograficky boli zachytené produkty obidvoch erupčných fáz, plytkointruzívne žilné telesá a sedimenty mladšieho paleozoika, príp. i spodného triasu.

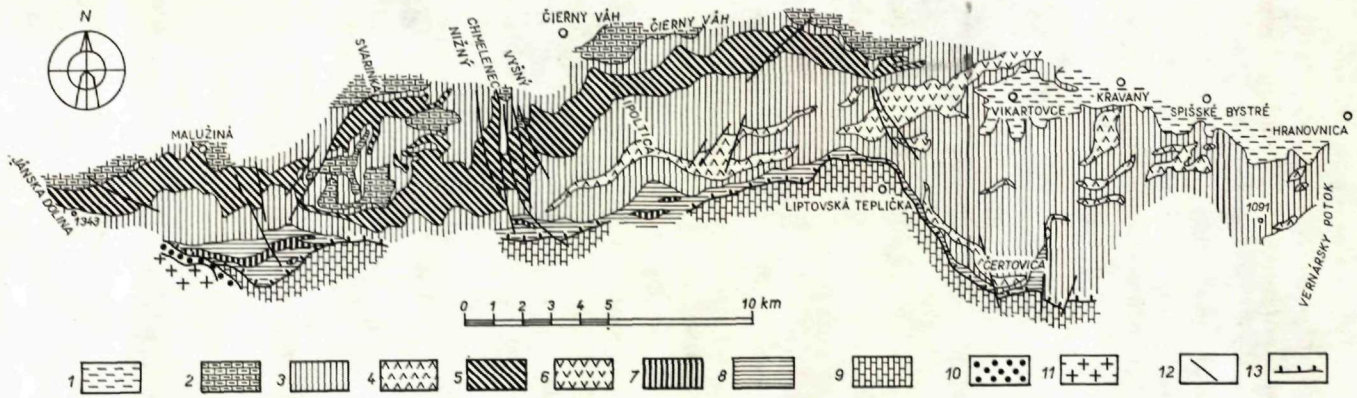
Prvá erupčná fáza je staršia a jej produkty sa nachádzajú v nadloží predpokladanej hranice vrchný karbón — spodný perm v zmysle A. Bieleho (1962). Od tejto hranice ju delí súvrstvie polymiktných pieskovcov, pieskovcov a bridlíc s vulkanoklastickým materiálom, tufitov a tufitických sedimentov, piesčitých bridlíc, bridličnatých pieskovcov, drob a ojedinele i polymiktných drobnozrnitých zlepencov o priamej mocnosti max. 40 m. Prvá erupčná fáza je charakteristická jednoduchou stavbou zväčša jediného výľavu, ktorý kontaktne metamorfoval svoje bezprostredné sedimentárne podložie. Sprievodným zjavom sú melafýrové tufy a tufity — tvoria tenké sedimentárne vložky (5—10—20 cm mocné) v podloží i nadloží výľavu. Okrem efuzívnych foriem patria k prvej erupčnej fáze aj niektoré plytkopodpovrchové, zväčša medzivrstevné, žilné telesá. Vlastné efuzívne telesá prvej erupčnej fázy sú budované prevažne drobnozrnitým až strednozrnitým masívnym melafýrom až melafýr-porfyritom, len v najexternejších partiách drobnomandľovcovým melafýrom. Melafýry a melafýr-porfyrity prvej erupčnej fázy sú chudobné na produkty hydrotermálnej fázy, sú nepomerne chudobnejšie na rudnú mineralizáciu a barytové žilky; nebola pozorovaná ich epidotizácia v takej silnej miere ako u druhej erupčnej fázy. Výsledky kompletných silikátových analýz vykazujú v priemere vyšší obsah SiO_2 (nad 50—51 %), čiastočne i K_2O a Na_2O.

Na základe štúdia sprievodných pyroklastík predpokladáme nízky explozívny charakter prvej erupčnej fázy. Ako už bolo v starších prácach zdôraznené (J. Vozár 1965, 1968), ide tu o líniový vulkanizmus. Rozšírenie produktov prvej erupčnej fázy v bezprostrednom nadloží predpokladanej faciálnej hranice vrchný karbón — spodný perm len potvrdzuje tektonickú i vulkanickú aktivitu v spodnom perme v chočskom sedimentačnom priestore. Efúzia prvej erupčnej fázy sa odohrala v submarinnom prostredí; jej charakter je jednorázový. K výľavu došlo súčasne alebo takmer súčasne na viacerých miestach v chočskom spodnopermskom sedimentačnom priestore. V rámci prvej erupčnej fázy neboli pozorované opakované výľavy a taktiež nebola zistená intraefuzívna sedimentácia.

Na úplne odlišný celkový charakter *druhej erupčnej fázy* poukazujú výsledky štúdia jej produktov — melafýrov, melafýr-porfyritov a pyroklastík. Tieto zjavne prevládajú čo do regionálneho rozšírenia nad horninami prvej fázy. Hlavné efuzívne telesá druhej fázy sú rozšírené vo vrchnej časti permského súvrstvia až v tesnom podloží kremitých pieskovcov až kremencov, ktoré podľa A. Bieleho (1965) zodpovedajú seissu. Medzi prvou a druhou erupčnou fázou je vyvinuté pestré súvrstvie psamitových a pelitových sedimentov premenlivej mocnosti (80—450 m). V tomto súvrství boli na mnohých miestach zistené šošovkovité telesá drobnozrnitých a drobnoporfyrických melafýr-porfyritov, ktoré kontaktne metamorfujú svoje bezprostredné podložie i nadložie. Sú to plytkopodpovrchové, zväčša ložné medzivrstevné, ale aj pravé žilné intrúzie. Len veľmi malá časť týchto drobných teliesok má preukázateľne efuzívny charakter.

Druhá erupčná fáza je charakteristická viacerými výľavmi nasledujúcimi po sebe. Výľavy majú svoju vlastnú vnútornú stavbu a na mnohých lokalitách možno pozorovať medzi nimi intraefuzívne sedimenty. Sú to bežne 0,2—5 m mocné polohy piesčitých birdlíc a pieskovcov s vulkanoklastickým materiálom, lavice a lamíny melafýrových tufov a tufitov. Tufy, tufity a tufitické sedimenty boli pozorované aj v bezprostrednom podloží, niekde i v nadloží produktov druhej erupčnej fázy. Skutočnosť, že v spojitosti s touto fázou boli zistené aj lapilové tufy, poukazujú na relatívne explozívnejší charakter v porovnaní s prvou fázou. K intraefuzívnym sedimentom treba poznamenať, že tieto sú kontaktne metamorfované magmatom bezprostredne mladšieho výľavu. Kontaktná metamorfóza bola pozorovaná i na predefuzívnych sedimentoch vo vzťahu k druhej erupčnej fáze.

Jednotlivé výľavy sú budované štyrmi základnými varietami melafýrov a melafýr-porfyritov: mandľovcovo-porfyrická až porfyricko-mandľovcová, porfyrická, mandľovcovo-pôrovitá a drobno až strednozrnitá. Posledné dve zjavne prevládajú. Mandľovcovo-pôrovitá varieta buduje prevažne externé časti výľavov. Na mnohých profiloch (najmä v dolinách Svidovský potok,



Mapa erupčných fáz permských vulkanitov chočskej jednotky Nízkych Tatier. Zostavil J. Vozár, 1970

Vysvetlivky: 1 — centrálnokarpatský flyš — Paleogén: bazálne zlepence, pieskovce, ílovce; 2—8 — chočská jednotka — Čiernovážska séria; 2 — spodný-stredný trias: ílovité, ílovito-piesčité bridlice, vyššie dolomity, dolomitické vápence; 3 — Perm: ílovité, ílovito-piesčité, piesčité bridlice, polymiktné pieskovce, droby, arkózy, polymiktné zlepence, spodný trias?: kremité pieskovce; 4 — I. erupčná fáza: melafýry, melafýr-porfyrity, porfyrity, pyroklastiká; 5 — II. erupčná fáza: melafýry, melafýr-porfyrity, porfyrity, pyroklastiká; 6 — melafýry, melafýr-porfyrity, porfyrity, pyroklastiká bez bližšieho zaradenia; 7 — žily melafýr-porfyritov, dioritových porfyritov a porfyritov; 8 — vrchný karbón? — spodný perm?: sivé ílovito-piesčité, piesčité, drobové bridlice, polymiktné pieskovce, zlepence a arkózy; 9 — mezozoikum série Veľkého Boku — neokóm: svetlosivé slienité bridličnaté vápence; 10—11 — Ďumbierske pásmo — 10 — spodný trias: hrubozrnité až strednozrnité kremence, čiastočne epimetamorfované; 11 — kryštalinikum: granity ďumbierskeho typu; 12 — zlomy, zlomové línie; 13 — násunové línie

Karte der Eruptionsphasen der Perm-Vulkanite in der Choč-Einheit der Niederen Tatra. Zusammengestellt von J. Vozár, 1970

Erläuterungen: 1 — Zentralkarpaten-Flysch — Paleogen: Basalkonglomeraten, Sandsteine, Tontsteine; 2—8 Choč-Einheit-Čierny Váh-Serie; 2 — Untere-mittlere Trias: tonige, tonig-sandige Schiefer, höher Dolomite, dolomitische Kalke; 3 — Perm: tonige, tonig-sandige, sandige Schiefer, polymikte Sandsteine, Grauwacken, Arkosen, polymikte Konglomerate, untere Trias?: Quarzsandsteine; 4 — I. Eruptionshase: Melaphyre, Melaphyr-Porphyrite, Porphyrite, pyroklastische Gesteine; 5 — II. Eruptionsphase: Melaphyre, Melaphyr-Porphyrite, Porphyrite, pyroklastische Gesteine; 6 — Melaphyre, Melaphyr-Porphyrite, Porphyrite, pyroklastische Gesteine ohne näherer Eingliederung; 7 — Gänge von Melaphyr-Porphyriten, Diorit-Porphyriten und Porphyriten; 8 — Oberkarbon? — Unterperm?: graue tonig-sandige, tonige, sandige, Grauwacken-Schiefer, polymikte Sandsteine, Konglomerate und Arkosen; 9 — Mesozoikum der Veľký Bok-Serie — Neokom: hellgraue mergelige, Shchiefer-Kalke; 10—11 — Ďumbier-Zone; 10 — Untertrias: grobkörnige bis mittelkörnige Quarzite, teilweise epimetamorph; 11 — Kristallin: Granite von Ďumbier-Type: 12 — Brüche, Bruchlinien, 13 — Aufschiebungs-Linien

Svarínka, Nižný Chmelenec, Vyšný Chmelenec, Ipoltica, Benkovský potok i Čierny Váh) možno pozorovať styk dvoch výlavov ležiacich nad sebou. Mladší výlav svojou mandľovcovo-pôrovitou varietou zväčša kontaktne metamorfuje rôzne variety staršieho výlavu. Boli zistené produkty kontaktnej termickej metamorfózy (známky spečenia) a tiež pohlcovanie okrajovej časti staršieho výlavu mladším. Tieto kontakty sú charakterizované 10—30 cm mocným lemom brekciovitej textúry. Okrem toho sú veľmi bohaté na koncentrácie chloritu, epidotu, vulkanického skla, čiastočne i hematitu a pyritu.

Druhá erupčná fáza sa líši od prvej rozsahom, vekom, stavbou (viac výlavov), pestrosťou horninových variet, intenzitou explozivity a charakterom fluidálnych prvkov. Na základe pokusných meraní fluidálnych prvkov v dolinách Svarínka, Ipoltica, Benkovský potok, Čierny Váh možno hovoriť o viacerých smeroch tečenia lávy u jednotlivých výlavov. Touto problematikou sa budeme zaoberať v najbližšom období.

Za súčasného stavu poznatkov možno tu konštatovať intenzívnejšie prejavy hydrotermálnej fázy s rudnou mineralizáciou a baryt-kalcitovými žilami, nepomerne silnejšiu epidotizáciu koncentrovanú do mohutných šošoviek o šírke max. 25 m a dĺžke až niekoľko desiatok metrov. Chemizmus vulkanických hornín druhej erupčnej fázy nemôžeme použiť ako objektívne kritérium na odlíšenie od prvej erupčnej fázy, lebo horniny druhej erupčnej fázy patria k viacerým varietám a výlavom. Petrograficky i z hľadiska diferenciácie magmatu sú pestrejšie. V porovnaní s horninami prvej erupčnej fázy sú intenzívnejšie postihnuté autometamorfózou.

Záverom. Na základe preukázaných faktov možno chápať permský vulkanizmus v chočskom sedimentačnom priestore ako viacfázový. V rámci alpínskeho orogénneho cyklu je to magmatizmus embryonálny (J. Vozár 1968), resp. prediniciálny, ak za iniciálne vulkanity považujeme triasové a mladšie mezozoické bázické a ultrabázické vyvreliny. K intenzívnemu prejavu embryonálneho magmatizmu došlo v chočskom sedimentačnom priestore, ktorý v mladšom paleozoiku znamenal pravdepodobne embryonálne štádium vývinu alpínskej geosynklinály. Nasvedčuje tomu aj funkcia zlomov a ich vzťah k vulkanizmu vo vrchnom karbóne, na rozhraní vrchný karbón — spodný perm a spodný perm — vrchný perm v sedimentačnom priestore, ktorý možno stručne charakterizovať ako široký trog niekoľko sto km dlhý, vyvinutý južne od jadrných pohorí, severne od gemeríd. Na sedimentačnú panvu trogového charakteru upozornil M. Maheľ*, a tiež A. Tollman (1967).

Ojedinelé výskyty mladšieho paleozoika v Čiernej hore (najmä lokalita Spálený vrch, na ktorú upozornil O. Fusán*) i v podloží mezozoika Muránskej planiny, ako aj iné tektonické zvyšky permu a karbónu v oblasti veporíd

* nepublikovaný názor.

boli priradené na základe výsledkov litologicko-petrografického výskumu k chočskej jednotke (J. Vozár 1967, 1971). V zmysle týchto poznatkov možno doplniť doterajšie predstavy o charaktere a rozšírení chočského sedimentačného priestoru a o povahe vulkanizmu v mladšom paleozoiku.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Badár J.—Reimont V.—Novotný L.—Šváb E., 1965—66: Správa o geologickom mapovaní medzi Liptovskou Tepličkou a Vyšnou Bocou. Manuskript-archív GP ČSUP, Novoveská Huta. — [2] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [3] Biely A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geol. práce, Správy 34, Bratislava. — [4] Drnzík E. (in Afanasiev A. M.—Drnzík E.) 1967: Nové poznatky o faciálnom vývoji permu čiernovážskej série Nízkych Tatier. Geol. práce, Správy 43, Bratislava. — [5] Drnzík E., 1969: O zrudnení typu medňatých pieskovcov v perme melafýrovej série na východných svahoch Nízkych Tatier. Miner. Slovaca I/1, Spišská Nová Ves. — [6] Ďurovič V., 1968: Petrografia — litológia a sedimentológia melafýrovej série na SV svahoch Nízkych Tatier. Manuskript-archív Katedry petrografie Prírodoved. fak. UK, Bratislava. — [7] Ďurovič V., 1968: Pyroklastické horniny melafýrovej série Nízkych Tatier. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica N. 13, Bratislava. — [8] Krist E.—Ďurovič V., 1967: Diabázové, melafýrové a porfyrické horniny Nízkych Tatier. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geologica N. 12, Bratislava. — [9] Tollman A., 1967: Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. Geologischen Rundschau. Band 56, Stuttgart. — [10] Vozár J., 1965: Niektoré výsledky vulkanologického štúdia tzv. melafýrovej série Nízkych Tatier. Správy o geol. výsk. v r. 1964, Bratislava. — [11] Vozár J., 1966: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. práce, Správy 41, Bratislava. — [12] Vozár J., 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). Geol práce, Správy 42, Bratislava. — [13] Vozár J., 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [14] Vrána S.—Vozár J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit — prehnit — kremennej fácie z Nízkych Tatier. Geol. práce, Správy 49, Bratislava. — [15] Vozár J., 1970: Výskum permsko-mezozoických vulkanitov Západných Karpát. Čiastková správa za rok 1969. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Vozár J., 1971 (in Klinec A. a kol., 1971): Vysvetlivky k listu Heľpa 1:25 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.

DER MEHRPHASIGE CHARAKTER DES PERM-VULKANISMUS DER CHOČ-EINHEIT IN DER NIEDEREN TATRA

(Zusummenfassung des slowakischen Textes)

Im Gebirge der Niederen Tatra ist der jungpaleozoische sedimentär-vulkanische Komplex als der basale Teil der Choč -Decke entwickelt. Seinem Alter nach entspricht er dem Oberkarbon (?) und dem unteren bis oberen Perm, nach einigen Autoren auch der unteren Trias.

Der Vulkanismus ist permisch; in eigentlichem Perm sind es vor allem effusive, aber auch oberflächennahe Intrusivkörper. Im Oberkarbon (?) sind es nur intrusive Gangkörper. Der permische Vulkanismus ist mehrphasig und die Produkte der beiden Eruptionsphasen sind Differenziate der Gabbrodiorit-Magma (Melaphyr, Melaphyr-Porphyrit, Porphyrit). Die beiden Phasen unterscheiden sich durch die Raum-Verteilung, den petrographischen Charakter der Varietäten, die begleitenden pyroklastischen Gesteine, den Charakter-Intensität der Explosivität, den Charakter der magmatischen Autometamorphose und die Äusserungen der hydrothermalen Phase.

Die erste (ältere) Phase hat einen niedrigeren Charakter der Explosivität, ihre Produkte sind vorwiegend fein- bis mittelkörnige massive Melaphyre und Melaphyr-Porphyrite, nur sehr schwach autometamorphiert und arm an Produkte der hydrothermalen Phase. Die zweite Phase zeigt eine reichere Autometamorphose und hydrothermale Phase, sie ist vertreten durch mehrere Effusionen, welche von einer bunten Skala von Melaphyren, Melaphyr-Porphyriten (mandelsteinige, porphyrische, porphyrisch-mandelsteinige, fein- und mittelkörnige) gebildet sind. *Die zweite Phase* hat einen verhältnismassig starken explosiven Charakter, begleitet durch Bildung von pyroklastischen Sedimenten. Bei der zweiten Eruptionsphase wurde eine intravulkanische Sedimentation festgestellt.

Die Sedimente des jüngeren Paleozoikums der Choč-Einheit in den Westkarpaten lagerten in einem Becken von Trog-Charakter (eine Länge von bis einigen Hunderten km wird angenommen) südlich der Tatriden und nördlich der Gemeriden ab. Zu dieser Ansicht leiten uns die Erkenntnisse aus dem Studium des jungpaleozoischen sedimentär-vulkanischen Komplexes in der Niederen Tatra, im Tríbeč-Gebirge, der Strážovská hornatina, den Kleinen Karpaten, im Untergrunde der Neovulkanite in der Mittelslowakei, im Gebiete der Veporiden und in letzter Zeit auch im Čierna hora-Gebirge. Im ursprünglichen Becken nehnem wir an die Bildung von Tiefbrüchen, welche als Aufstiegswege der magmatischen Massen dienten. Die Aktivisierung der Brüche verlief vor allem im unteren und auch im oberen Perm — gewaltige Euffusionen im Liegenden der Grenze Oberperm — Untertrias.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 55 | str. 139—146 | Bratislava | 1971

JAROSLAV LEXA*

STRATOVULKÁN BAZALTOIDNÉHO ANDEZITU V SEVERNEJ ČASTI KREMNICKÉHO POHORIA

(2 obr. v texte, anglické resumé)

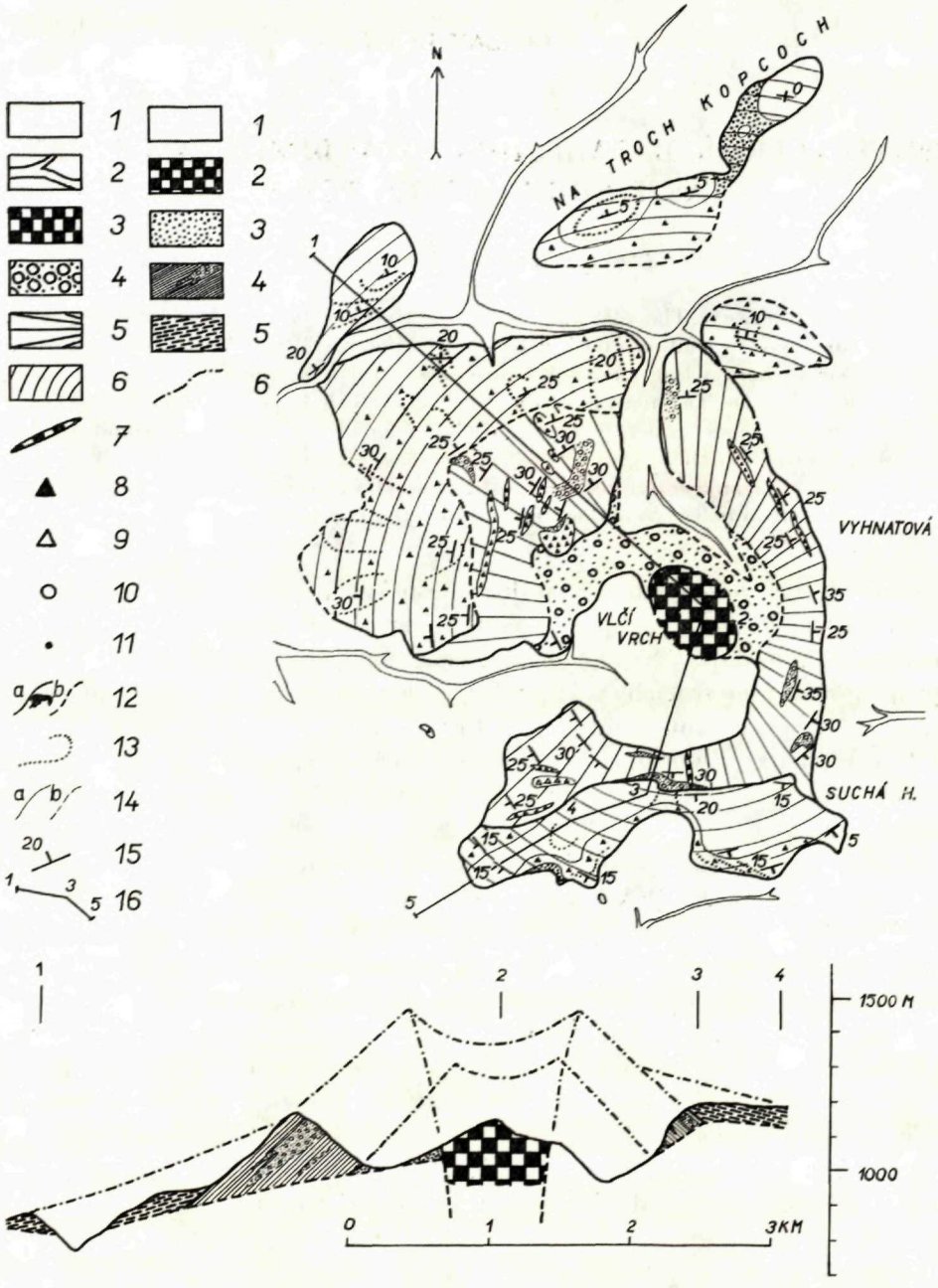
Abstract. The Pliocene volcanic activity of basaltoid andesites known so far from the southern part of Kremnické pohorie Mts. affected also its northern part, where a larger stratovolcano arose in a relativeheight of approximately 600—700 m. The analysis of its relicts showed that the volcano consisted of the volcanic cone proper, formed of tuffs, agglomerates, agglutinates and AA-lavas deposited in the dip of 30 ± 5°, and of extensive flows deposited around the cone. Volcanic activity started with a volcano type of eruptions, later on passed into Stromboli type and at the end into the Hawaiian type of eruptions.

Vulkanizmus bazaltoidných andezitov pravdepodobne pliocénneho veku je už dávnejšie známy z južnej časti Kremnického pohoria, kde vytvára menšie intrúzie, dajky, kopy a prúdy, viac-menej bez pyroklastík (F. Fiala 1956). Počas mapovacích prác v lete 1969 bola zistená prítomnosť reliktov ďalšieho vulkánu týchto andezitov v severnej časti Kremnického pohoria (oblasť Skalky a Vlčieho vrchu), ale na rozdiel od predošlých značne väčších rozmerov a s typickou stratovulkanickou stavbou. Jeho analýza je predmetom tejto práce.

Relikty uvedeného vulkánu pokrývajú dnes plochu 10—12 km² a ležia na starších vulkanitoch (PAB andezity a vrcholové andezity v zmysle F. Fialu 1956), pričom v dobe aktivity vulkánu mali značne členitý reliéf s prvými náznakmi dnešnej morfológie. Aktivita prebiehala zrejme až po výraznom pliocénnom výzdvihu oblasti uvádzanom M. Kuthanom (1963) v suchozemskom prostredí.

V rámci vulkánu možno na základe prítomnosti rôznych typov prúdov a fácií vulkanoklastických hornín vyčleniť dve hlavné zóny, a to centrálnu zónu (vlastný vulkanický kužeľ) a prechodnú zónu (oblasť bezprostredne priliehajúcu k vulkanickému kužeľu). Horniny vonkajšej časti prechodnej zóny a periférnej zóny nie sú zachované. (Pozri obr. 1.) V rámci centrálnej

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava


N
NA TROCH KOPCOCH
VYHNATOVÁ
VLČÍ VRCH
SUCHÁ H.
1500 M
1000
0 1 2 3KM

zóny možno ďalej rozlíšiť tri podzóny: vulkanický neck, vnútornú podzónu a vonkajšiu podzónu.

Charakteristické znaky jednotlivých podzón, ich rozsah, litológia, stavba, charakter erupcií, ako aj dnešná morfológia sú zhrnuté v tabuľke 1. Celkovú stavbu vulkánu znázorňuje schematická geologická mapa a profil (obr. 1), ako aj podrobný profil vonkajšou podzónou centrálnej zóny s. od Skalky (obr. 2).

Charakteristika litologických typov

Vulkanický neck:

a) *Intruzívne teleso* — je tvorené masívnym bazaltoidným andezitom s blokovou odlučnosťou a makroskopicky rozoznateľnou zrnitou základnou hmotou. Prechody do intruzívnych brekcií.

b) *Intruzívne brekcie* — sú tvorené angulárnymi fragmentmi bazaltoidného andezitu masívnej textúry veľkosti 5—50 cm. Uloženie je chaotické. Tmel je tvorený silne rozloženou horninou v dôsledku postvulkanických premien (fumaroly ?). I fragmenty sú od povrchu intenzívne premieňané.

Vnútorná podzóna centrálnej zóny:

a) *Tufy* — tvoria polohy striedajúce sa s lapillovými tufmi a aglomerátmi. Väčšina materiálu je tvorená žltou až hnedou pemzou, podradne sú zastúpené litoklasty bazaltoidného andezitu, prípadne kryštaloklasty. Prítomné sú ojedinelé väčšie fragmenty — bomby veľkosti do 5 cm.

b) *Lapillové tufy* — majú podobné zloženie ako tufy, ibaže podstatné množstvo horniny je tvorené fragmentmi pemzy a bombami veľkosti do 5 cm.

c) *Aglomeráty* — zloženie fragmentov je podobné ako u predošlých; väčšie relatívne zastúpenie vulk. bômb prípadne i blokov. Veľkosť fragmentov bežne kolíše v rozmedzí 5—20 cm. Tmel je tufový, v množstve 20—25%. (Vulkanické bomby majú nepravidelný tvar s celkovým sférickým charakterom, sú silne napenené, na povrchu prevažne červené. Nevyskytujú sa tvarované bomby charakteristické pre fluidálne lávy).

Obr. 1 Schematická geologická mapa a rez vulkánu

Mapa: 1 — staršie vulkanity, 2 — alúvium, 3—5 centrálna zóna; 3 — neck, 4 — vnútorná podzóna, 5 — vonkajšia podzóna (väčšie polohy jednotlivých fácií sú vyznačené osobitnými značkami 7—11), 6 — vnútorná podzóna prechodnej zóny, 7—11 fácie; 7 — radiálna dajka, 8 — AA-láva, 9 — aglutináty, 10 — aglomeráty, 11 — tufy, 12 — hranice zón a) — skutočné, b) — predpokladané, 13 — členenie na jednotlivé prúdy, 14 — hranice fácií a) — skutočné, b) — predpokladané, 15 — smer a sklon vrstiev a prúdov, 16 — línia rezu. Profil: 1 — staršie vulkanity, 2—4 centrálna zóna; 2 — neck, 3 — vnútorná podzóna, 4 — vonkajšia podzóna (vyznačené mocnejšie polohy tufov a aglomerátov), 5 — vnútorná podzóna prechodnej zóny, 6 — extrapolácie hraníc

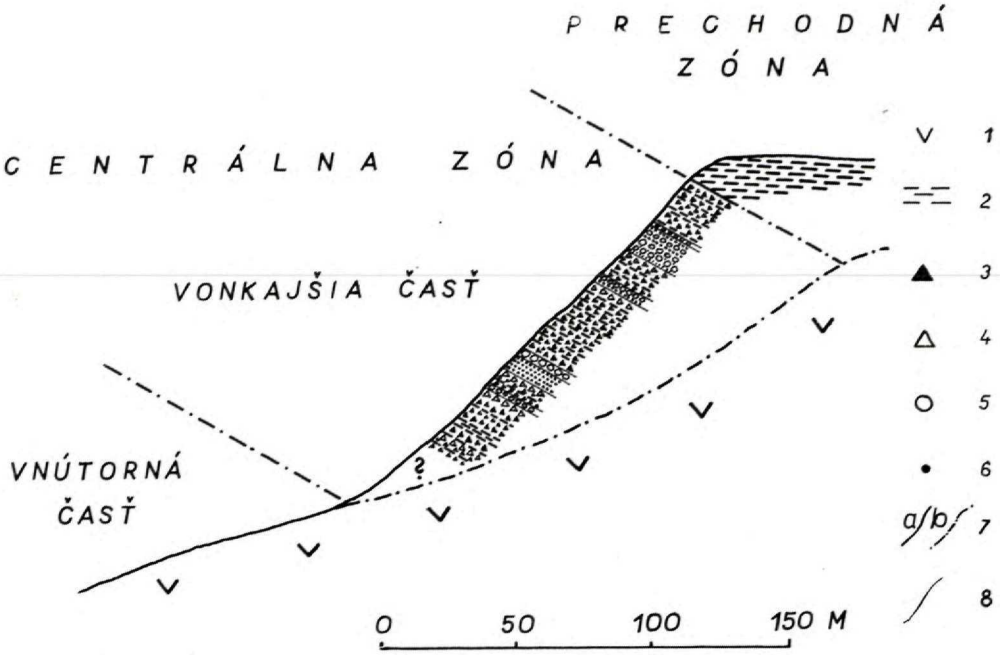
Fig. 1 Schematic geological map and cross-section of the volcano

Map: 1 — older volcanics, 2 — alluvium, 3—5 central zone; 3 — neck, 4 — inner part, 5 — external part (single facies are indicated by special marks 7—11 if they are of a great thickness), 6 — inner part of the transitional zone, 7—11 facies; 7 — radial dike, 8 — AA-lava, 9 — agglutinates, 10 — agglomerates, 11 — tuffs, 12 — borders of zones a) — real, b) — assumed, 13 — subdividing into single flows, 14 — borders of facies a) — real, b) — assumed, 15 — strike and dip of beds and flows, 16 — line of cross-section. Cross-section: 1 — older volcanics, 2—4 central zone; 2 — neck, 3 — inner part, 4 — external part (great thickness of tuffs and agglomerates is marked especially), 5 — inner part of the transitional zone, 6 — extrapolations of borders

tab. 1

Prehľad stavby, litológie a morfológie vulkánu

	CENTRÁLNA ZÓNA			PRECHODNÁ ZÓNA
	neck	vnútorná podzóna	vonkajšia podzóna	vnútorná podzóna
vzdialenosť od centra	0 – 400 m	300 – 1000 m	600 – 1800 m	1300 – 4000 m
charakteristické znaky	intruzívne telesá, holokryštalický vývin zákl. hmoty, lokálne premeny	neprítomnosť prúdov – len pyroklastiká (tufy, aglomeráty). Vysoký obsah pemzy	prítomnosť aglutinátov, AA-láv s prevahou brekcií a podradných pyroklastík	prítomnosť prúdov s podradnými brekciami a redeponovaných tufov, neprítomnosť aglutinátov a aglomerátov
litológia	intruzívne teleso ± brekcie	tufy, lapillové tufy, aglomeráty	AA-lávy, aglutináty, aglomeráty, lapillové tufy, tufy	masívne lávy, AA-lávy, redeponované pyroklastiká
stavba	pravdepodobne zložený typ tvorený lávami i brekciami. Intruzívne teleso indikuje pozitívna gravimetrická anomália	nasypaný kužeľ so sklonom 25 – 30°. Striedanie polôh rôznej zrnitosti (jemné tufy až hrubé aglomeráty). Mocnosť polôh od 1 cm do 2 – 3 m.	lávovo-struskový kužeľ so sklonom 25 – 35°. Nepravidelné striedanie prúdov AA-láv (s prevahou brekcií nad masívnou lávou) a aglutinátov s podradným zastúpením polôh aglomerátov a tufov. Mocnosť prúdov a aglutinátov kolíše v rozmedzí 0,5 – 5 m, mocnosť polôh aglomerátov a tufov od niekoľkých centimetrov do 3 – 5 m. Severne od Skalky uvedené súvrstvie pretína radiálna dajka o mocnosti 3 m.	mierne uložené (0 – 25°) prúdy AA-láv (s prevahou masívnej lávy nad brekciami) alebo prúdy tvorené len masívnou lávou okolo vlastného kužeľa. Mocnosť prúdov kolíše v rozmedzí 5 – 30 m. Na báze niekedy slabšie polohy redeponovaných tufov a lapillových tufov
charakter erupcií	–	vulkánsky	strombolský ± vulkánsky	havajský ± strombolský
morfológia	pozitívny reliéf, vypreparovaný z okolia	negatívny reliéf, väčšina nesúdržného materiálu je odnesená. Denudácia až na podložie	pozitívny reliéf. Lávy a aglutináty sú veľmi odolné proti erózii. Výrazný prstenec okolo predchádzajúcej podzóny	sklon k tvorbe lávových plató. Inverzia reliéfu



Obr. 2 Schematický rez vonkajšou časťou (podzónou) centrálnej zóny severne od Skalky
1 — staršie vulkanity, 2 — masívne lávy, 3 — AA-lávy, 4 — aglutináty, 5 — aglomeráty, 6 — tufy, 7 — hranice zón a) — overené, b) — extrapolácie, 8 — hranice fácií

Fig. 2 Schematic cross-section of the external part of the central zone north of Skalka
1 — older volcanics, 2 — massive lava, 3 — AA-lava, 4 — agglutinates, 5 — agglomerates, 6 — uffst 7 — borders of zones a) — real, b) — extrapolations, 8 — borders of facies

Vonkajšia podzóna centrálnej zóny:

a) *Tufy*, lapillové tufy a aglomeráty majú podobný charakter ako vo vnútornej podzóne. Markantné je menšie zastúpenie pemzy.

b) *Aglutináty* — svojím charakterom ležia na prechode medzi lávovými brekciami a aglomerátmi. Všetky fragmenty až na zanedbateľné výnimky sú tvorené vulkanickými bombami prevažne sférického charakteru, ktoré po páde na povrch podľahli spekaniu. Aglutináty sa vyznačujú neprítomnosťou tmelu, veľmi malým až zanedbateľným množstvom pemzy, dokonalou chaotičnosťou a neprítomnosťou asociujúcich prúdov, ako je tomu u lávových brekcií.

c) *Lávové prúdy* — sú tvorené typickými AA-lávami. Charakteristická pre ne je veľká prevaha lávových brekcií nad masívnou lávou strednej časti prúdov, dokonca miestami táto masívna láva celkom chýba. Mocnosť prúdov sa pohybuje v rozmedzí 0,5—5 m, pričom masívne lávy tvoria 0,5—2 m.

Lávové brekcie sa vyznačujú intenzívnym spekaním nepravidelných až divoko formovaných a silne napenených fragmentov o veľkosti 5—50 cm. Tmel je lávový, detritický alebo nie je vôbec vyvinutý. Farba brekcií kolíše medzi červenou až čiernou.

Masívna láva strednej časti prúdov, ktorá vykazuje podstatne menšiu pórovitosť, je brekciovite rozpukaná, s mnohými nepravidelnými injekciami do podložných i nadložných brekcií. Zaujímavá je neprítomnosť doskovitej odlučnosti.

d) *Radiálna dajka* (Skalka) — je tvorená masívnym andezitom s náznakmi stĺpcovitej odlučnosti. Pri okrajoch miestami pozorovať usmernenie. Mocnosť dajky kolíše v rozmedzí 3—5 m.

Vnútorná podzóna prechodnej zóny:

a) *Redeponované tufy a lapillové tufy* — vyznačujú sa dokonalou vrstevnatosťou a vytriedením materiálu. Mocnosti vrstiev sú úmerné zrnitosti, čo naznačuje prenos prúdiacou vodou. Materiál je tvorený prevažne pemzou, v menšej miere litoklastickým a kryštaloklastickým materiálom. V prípade lapillových tufov je tmel tufový. Nevyskytujú sa ojedinelé veľké fragmenty, ako je tomu u tufov autochtónnej zóny.

b) *Lávové prúdy* — v rámci tejto podzóny možno rozlíšiť dva typy: 1. Prúdy s vyvinutými lávovými brekciami (brekcie predstavujú maximálne 50 % prúdov). Charakter brekcií je podobný lávovým brekciám prúdov centrálnej zóny. Masívna časť prúdov je vo vrchnej časti pórovitá a máva vyvinutú doskovitú odlučnosť. Mocnosť prúdov dosahuje 10—20 m, sklon sa pohybuje v rozmedzí 10—25°. 2. Prúdy bez lávových brekcií alebo len so zanedbateľným množstvom. Celý prúd je tvorený masívnym andezitom, vo vrchnej časti bublinatým. Máva vyvinutú blokovú odlučnosť niekedy s náznakmi stĺpcovitej odlučnosti. Mocnosť prúdov kolíše v rozmedzí 10—30 m, sklon sa pohybuje v rozmedzí 0—10°. (U týchto prúdov je častý doleritický vývin základnej hmoty).

Petrografická charakteristika

Horniny tvoriace vulkán sú po petrografickej stránke pomerne monotónne, predstavované v podstate bazaltoidnými andezitmi (zodpovedajú definícii COAST 1968), bez veľkých výkyvov v zložení. Podradne sú zastúpené bázické andezity. Jednotlivé telesá sa od seba líšia hlavne relatívnym zastúpením vyrastlíc — plagioklasu, olivínu, augitu, hypersténu a ojedinele amfibolu.

Plagioklas (20—40%) — tvorí tabuľkovité zrná silne zonálne. V jadre dosahuje bázicitu An_{90}, zatiaľ čo okraje majú bázicitu An_{35-50}. Podstatná časť zŕn má vyvinutú oscilačnú zonálnosť. Zrná dosahujú veľkosť 2—3 mm.

Olivín (0—6%) — tvorí idiomorfné zrná, často typicky dipyramidálne. Podľa $2V = -86$ až $-78°$ kolíše zloženie od Fo_{70} do Fo_{46}. U niektorých zŕn bolo v jadre namerané $2V =$ až $+84°$, čo zodpovedá zloženiu Fo_{95}. Olivín je zonálny — s poklesom obsahu Fo-zložky k okrajom. Prevažne neasociuje s hypersténom a často je resorbovaný (reakčné vzťahy). Dosahuje veľkosti 0,5—2 mm. Bežne je premenený na iddingsit alebo serpentinit.

Augit (1—19%) — tvorí idiomorfné izometrické zrná, často prerastá a zrastá do väčších zhlukov veľkosti 6—7 mm. Podľa hodnôt $2V = 50—55°$, $0_1(c = 18—20°$ a $Z/c = 42—48°$ sa zloženie pohybuje v rozmedzí $En_{30-42}Fs_{10-30}Wo_{40-47}$. Zvýšený uhoľ zhášania môže pritom poukazovať na zvýšený obsah Al alebo Ti. Augit je zonálny — s ubúdaním En-zložky k okrajom. Zonálnosť má i oscilačný charakter.

Hyperstén (0—5%) — tvorí idiomorfné prizmatické zrná veľkosti 0,5—2 mm. Podľa $2V = -69$ až $-63°$ zloženie kolíše v rozmedzí En_{75-68}. Častá je zonálnosť, pričom jadro je bohatšie o En-zložku. Prevažne sa nevyskytuje spolu s olivínom (reakčné vzťahy).

Amfibol (0—3%) — bol identifikovaný len v jednom prúde tvorenom bázickým andezitom. Podľa hodnôt $2V = -86$ až $90°$, $Z/c = 5—10°$ a pleochroizmu X — svetlý, Y — hnedý, Z — tmavohnedý zodpovedá čadičovému amfibolu. Amfibol dosahuje veľkosti 2 mm a je silne resorbovaný za vzniku agregátu plagioklasu, augitu a magnetitu.

Akcesórie — magnetit, apatit.

Základná hmota je vyvinutá podľa podmienok chladnutia. Všeobecne je tvorená mikrolitmi plagioklasu (An_{35-50}), augitu, hypersténu a magnetitu ± hnedé sklo. Môžeme rozlíšiť typy hyalopilitické, mikrolitické, pilotaxitické, trachytické, mikroofitické a mikrodoleritické až doleritické.

Vývin vulkanizmu

Uvedená analýza stavby vulkánu umožňuje rekonštruovať vývin a priebeh vulkanizmu. Po úvodnom štádiu vulkánskych erupcií, ktoré vybudovali nasypaný kužeľ do výšky približne 300 m, tvorený tufmi, lapillovými tufmi a aglomerátmi (vnútorná podzóna centrálnej zóny), pokles explozivity magmy vedie k zmene typu erupcií na strombolský typ. V tomto štádiu vzniká pomerne mohutný lávovo-struskový kužeľ dosahujúci relatívnu výšku 600—700 m. Ojedinelé erupcie vulkánskeho typu vytvárajú polohy tufov a aglomerátov. Ďalší pokles explozivity magmy vedie k havajskému typu erupcií v závere aktivity. V tomto štádiu dochádza k mohutným výlevom pri úpätí kužeľa, k vytvoreniu mierne uložených prúdov prechodnej zóny. Radiálna dajka s. od Skalky môže predstavovať jednu z prívodových ciest týchto prúdov. Utuhnutím lávovej výplne hlavného prívodového kanála sa formuje intruzívne teleso necku. Postvulkanická fumarolová činnosť potom spôsobuje lokálne premeny tohoto telesa.

Veľmi malé množstvo redeponovaného materiálu v podloží prúdov prechodnej zóny indikuje krátky časový interval vulkanickej aktivity.

Do tlače odporučil V. Konečný

LITERATÚRA

[1] Coast R. R., 1968: Basaltic andesites. In Hess H. H. and Poldervaart A. — Basalts, the Poldervaart Treatise on the Rocks of Basaltic Composition. Interscience, London — New York. — [2] Fiala Fr., 1956: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, XXIII, odd. geol., 2. díl, Praha. — [3] Kuthan M., 1963: Tectonic Deformations of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between the Volcanism and Tectonics. Geol. práce, Správy 28, Bratislava.

A STRATOVOLCANO OF BASALT-ANDESITE IN THE NORTHERN PART OF THE KREMNICA MOUNTAINS

(Summary of the Slovak text)

Pliocene volcanic activity of basalt-andesites, which has been known in the southern part of the Kremnica Mountains, was present also in the northern part of the Kremnica Mountains where there are relicts of a small stratovolcano.

In the structure of the volcano (see Fig. 1) we can distinguish two main zones — the central volcanic zone (the volcanic cone itself) and the inner part of the transitional zone (the immediate vicinity of the cone; the external part of the transitional zone and the peripheral zone are not present). The central zone can be subdivided into a neck, inner part and external part.

The neck is built up of an intrusive body with local appearance of intrusive breccias and alterations.

The inner part of the central zone is built up of alternating layers of tuffs, lapilli tuffs and agglomerates, the primary dip being about 30°.

The external part of the central zone is built up of alternating flows of AA-lava and ayers of agglutinates, agglomerates and tuffs, the primary dip being here about 30°, too (Fig. 2).

The inner part of the transitional zone is built up of a small amount of reworked tuffs at the base, and extensive lava flows with or without AA-lava, the primary dip being 0—20°.

An analysis of the volcanic structure makes it possible to reconstruct the course of volcanic activity. This activity had begun with the vulcanian type of eruptions (giving rise to the cinder-cone, which was about 300 meters high). Decreasing explosivity in the course of the activity later caused passing first to the strombolian type of explosions giving rise to the lava-cinder cone, which was about 600 meters high) and, finally to the hawaiian type of eruptions on the sides of the volcano, which produced those extensive flows in the vicinity of the cone.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 55 | str. 147—163 | Bratislava | 1971

DUŠAN HOVORKA*

ORTIT (ALLANIT) Z KOHÚTSKEHO KRYŠTALINIKA

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

Abstract. On the northern slopes of Cisárska hoľa Mts., about 8.5 km to WNW from Klenovec near Hnúšťa, in various types of alpine-modified granitoids, migmatites and paragneisses orthite (allanite) has been found. The occurrence is in the Kohút crystalline near its tectonic contact with the crystalline of the Kráľova hoľa zone. Orthite forms columnar crystals of the size of 2—4 mm, sometimes 10 mm. It is dark red-brown and brown-black in colour. The author presents results of microscopic, roentgenometric, differential-thermic and chemical examinations of orthite from the locality mentioned. On the basis of field and petrographical study of orthite-bearing rocks the genesis of orthite has been discussed.

Úvod

Ortit patrí medzi typické akcesorické minerály najmä kyslých eruptívnych hornín, pričom k jeho maximálnym koncentráciám dochádza najmä v pegmatitovom štádiu. Prevažne tvorí len kryštály mikroskopických rozmerov, veľkosť nad 1 mm dosahuje ojedinele. Stupeň preskúmanosti západokarpatského kryštalinika sa odráža aj vo vcelku ojedinelých zmienkach o jeho prítomnosti v granitoidných horninách.

V oblasti Západných Karpát ortit prvý raz zistil pravdepodobne P. Richarz (1908) v dioritoch Malých Karpát. V tomto pohorí je prítomný aj v pegmatitoch pretínajúcich amfibolity (J. Valach 1954), resp. v aplitovej zóne pegmatitov, v aplitoch a autometamorfovaných granitoidoch (B. Cambel—J. Valach 1956). Ortit mikroskopických rozmerov zistil J. Šalát (1954) v biotitických žulách v paleogénnych konglomerátoch v okolí Margecian. J. Kamenický—L. Kamenický (1955) opísali ortit z granitu v doline Hummel v Spišsko-gemerskom rudohorí a zaradili ho medzi minerály magmatického štádia danej horniny. M. Mišík (1955) opísal ortit z dvoch vzoriek alúvia malokarpatských granitoidných hornín. Akcesorický idiomorfný ortit je známy aj z grano-

*Katedra petrografie Prírodoved. fak. UK, Gottwaldovo nám., Bratislava

dioritov typu „Sihla" (D. Hovorka 1960) a z biotitického kremitého dioritu v Tríbči (E. Krist 1960), pričom podľa uvedeného autora ide o Mn-ortit. Zistil ho aj S. Vrána (1964) v biotitických granodioritoch a žulách v oblasti Čiernej Lehoty pri Slavošovciach (veporidné kryštalinikum). Uvedený autor (1966) medzi akcesóriami alpínsky modifikovaných granitoidov strednej časti veporíd uviedol aj ortit bez bližšieho genetického zaradenia. Ortit bol zistený aj vo všetkých študovaných typoch granitoidov veporidného kryštalinika (D. Hovorka—P. Hvoždara 1965). Pritom v koncentráte ťažkých minerálov vo vzorke zo zárezu cesty 1,7 km z. od osady Ráztočné pri Klenovci dosahoval až 48 % podielu ťažkej frakcie. Práve táto vysoká koncentrácia ortitu v umelom šlichu ma viedla k ďalšiemu terénnemu a laboratórnemu výskumu kryštalinika širšej oblasti, pri ktorom bol zistený práve opísaný výskyt ortitu. Ortit mikroskopických rozmerov som zistil (1968) v asociácii ťažkých minerálov v drtine z granitoidov Malej Fatry a Malej Magury. Najnovšie M. Krivý (1969) zistil ortit v ružových autometamorfovaných granitoch v podobe valúnov v strednej časti bradlového pásma.

Vzhľadom na to, že v posledných rokoch sa i v ČSSR začal orientačný prieskum domácich zdrojov prvkov vzácnych zemín, predloženú prácu chápem ako príspevok k riešeniu uvedenej problematiky.

Na tomto mieste si dovoľujeme poďakovať kolegom O. Mikovi a dr. K. Sieglovi, ďalej ing. Babčanovi, dr. Dávidovej, dr. Šamajovej, dr. Varčekovej a J. Krištínovi za pomoc a kritické pripomienky, a v neposlednej miere aj kolegovi O. Čejchanovi za sprostredkovanie realizácie analýz ortitu v ÚNS v Kutnej Hore.

Geológia širšej oblasti a petrografia hornín kryštalinika

Makroskopický ortit som zistil na s. svahoch Cisárskej hole (kóta 852,3 m) 3,5 km z. od osady Ráztočné, 5 km sz. od Klenovca pri Hnúšti. Maximálne koncentrácie ortitu sú v oblasti jz. a zjz. od kóty 584,3 m, kde na horských lúkach sa nachádza drobnoúlomkovité až balvanité elúvium kryštalinika. Výskyt ortitu je situovaný v bezprostrednej blízkosti tektonickej línie I. rádu — tzv. muránskej línie (resp. muránsko-divínskej línie), pozdĺž ktorej došlo k nasunutiu kryštalinika pásma Kohúta cez severnejšie veporidné pásmo — pásmo Kráľovej hole. Blízkosť tektonickej línie sa na horninách kryštalinika prejavila ich intenzívnou dislokačno-rekryštalizačnou metamorfózou, ktorá spôsobila najmä vznik výrazne usmernených textúr hornín kryštalinika a ich vnútornú látkovú (minerálnu) prestavbu. Tieto alpínske procesy v mnohých prípadoch zastreli pôvodný charakter hornín, ktorý sa často určuje len veľmi ťažko.

Okolie výskytu opisovaného ortitu tvoria prevažne pasienky a lesný porast bez dostatočného množstva prirodzených odkryvov, preto materiál pre petrografické štúdium pochádza prevažne z malých balvanitých odkryvov, prípadne z elúvia na s. svahu Cisárskej hole. V uvedenej oblasti možno vyčleniť tieto horninové typy: *biotitické granodiority*; *albitizované granodiority* (metagranodiority); *mylonitizované granodiority* až *blastomylonity*; *pegmatity a aplity*; *hydrotermálne premenené* (epidotizované) *granitoidy, migmatity, pararuly*.

Biotitické granodiority

Sú to jemno až strednozrnné, rovnomerne zrnité i nevýrazne porfyrické masívne horniny (zrnitosť 2—5 mm). Výrastlice do veľkosti 7 mm tvoria tabuľkovité biele i ružovkasté živce. Zo sľúd je prítomný biotit, ojedinele nepatrný výskyt svetlej sľudy. Granodiority obsahujú často šmuhovité polohy nepravidelného tvaru a polohy obohatené biotitom s paralelnou orientáciou. Okolo makroskopicky pozorovateľných stĺpčekovitých kryštálov ortitu je vyvinutá červenohnedá obruba. Polohy s nižším obsahom biotitu majú spravidla sýtejšie sfarbenie. Štruktúry hornín tohto typu sú hypidiomorfne zrnité i nevýrazne porfyrické. V biotitických granodioritoch boli mikroskopicky zistené: plagioklas I (24—28 % An), plagioklas II (do 14 % An), pertitické K-živce, biotit, muskovit, epidot, titanit, chlorit, klinozoizit, apatit, zirkón, ortit, kalcit a opakné minerály.

Výsledky mikroskopického štúdia niekoľkých výbrusov hornín tohto typu: horniny sú postihnuté slabou albitizáciou plagioklasov i draselných živcov za vzniku II. generácie plagioklasov a vzniku niektorých ďalších minerálov (kalcit, klinozoizit ai). Tieto rekryštalizačné premeny sa odrazili aj na premene biotitu (chloritizácia, epidotizácia, vznik sagenitového pletiva rutilu).

Albitizované granodiority (metagranodiority)

Tento typ predstavuje prechod medzi masívnymi granodioritmi s prejavmi neomineralizácie a blastomylonitmi s výrazne paralelnými textúrami (tab. I, obr. 3, 4). Horniny ako celok majú masívnu textúru, najmä prítomnosťou tabuľkovitých idiomorfných živcov. V mikroskope medzi živcami pozorovať jemnozrnný muskovit-kremeň-albit-biotitický agregát, ktorý miestami nadobúda usmernenú orientáciu. Pre albitizované granodiority je príznačná intenzívna rekryštalizácia. Prejavuje sa prítomnosťou dvoch generácií plagioklasov a biotitu, vznikom sekundárnej svetlej sľudy a i. Neomineralizácia je sprevádzaná niektorými zmenami fyziografie minerálov. Ide najmä o drtenie porfyrických výrastlíc živcov, sprehýbanie biotitu a i. Minerálne zloženie hornín tohto typu je blízke zloženiu biotitických granodioritov, kvantitatívne zastúpenie minerálov je však odlišné. Chemické zloženie albitizovaného granodioritu s ružovými živcami: SiO_2 — 72,31 %, TiO_2 — 0,44 %, Al_2O_3 — 15,09 %, Fe_2O_3 — 0,71 %, FeO — 1,27 %, MnO — 0,04 %, MgO — 0,74 %, CaO — 2,57 %, Na_2O — 3,61 %, K_2O — 1,93 %, str. suš. — 0,05 %, str. žíh. — 0,66 %, P_2O_5 — 0,13 %. Suma — 99,55 %. Analytik: H. Komorová (chem. lab. GÚ UK, Bratislava).

Mylonitizované granodiority až blastomylonity

Základným textúrnym znakom hornín tejto skupiny je ich usmernenie. Tabuľkovité i šošovkovité živce sú orientované paralelne, ojedinele aj šikmo k foliácii horniny. V živcoch už makroskopicky pozorovať uzavreniny lesklého biotitu. Štruktúra horniny je blastoporfyrická s granolepidoblastickou základnou hmotou. Často pozorovať prítomnosť sľudnatých polôh — pravdepodobne dôsledok metamorfnej diferenciácie pri alpínskych procesoch. Charakteristické je prevládanie procesov blastézy nad deštrukčnými procesmi, ktoré sa prejavili najmä rozlámaním porfyrických výrastlíc pôvodných hornín, granuláciou kremeňa a i. Vo väčšine prípadov účinky kataklastických fenoménov boli v ďalšom vývine vyhojené (mikrožilky kremeňa, albitu, klinozoizitu v plagioklasoch I a pod.).

Pre horniny tohto štádia alpínskej rekryštalizácie je charakteristická prítomnosť len alpínskej generácie biotitu (γ = zelenohnedý), ktorý tvorí najčastejšie kumuloblasty drobných lupeňov, prítomnosť klinozoizitu a zvýšeného množstva svetlo sfarbeného titanitu, prítomnosť leukoxénu, albitu a drobne granulovaného kremeňa chápem ako produkt alpínskych neomineralizačných premien. Draselné živce sú väčšinou albitizované (šachovnicový albit) až úplne zatlačené plagioklasom II. Ortit je tu prítomný v podobe drobných nepravidelných zŕn v klinozoizitovom agregáte.

Pegmatity a aplity

Tenké, niekoľkocentimetrové žilky pegmatitov a aplitov majú svetloružové sfarbenie. Pretínajú rôzne typy granitoidov i migmatitov. Na styku s okolitými horninami majú spravidla neostré obmedzenie. Charakteristický je pre ne nízky obsah sľudnatých minerálov. Obsah plagioklasov a K-živcov kolíše. Sú v rôznej miere alpínsky rekryštalizované. Na žilné i nepravidelne hniezdovité polohy aplit-pegmatitov je viazané podstatné množstvo ortitu (tab. II, obr. 1).

Hydrotermálne premenené (epidotizované) granitoidy

Ich výskyt je hojný. Epidotizácia je pravdepodobne dozvukom aktivity karpatského orogénu v blízkosti tektonickej línie 1. rádu (muránska línia). Prejavila sa vznikom jemnozrnného agregátu minerálov klinozoizit-epidotovej skupiny, najmä na styku zŕn plagioklasov a kremeňa. Sprevádza ju vznik zŕn pyritu a premena svetlých i tmavých minerálov.

Migmatity

Ide prevažne o výrazne nehomogénne typy. Vyznačujú sa premenlivými textúrnymi znakmi i nerovnomerným zastúpením, najmä biotitu. Ich predalpínsky charakter je zastretý alpínskymi procesmi. Charakteristickým znakom študovaných migmatitov je sústredenie ortitu v leukokrátnejších, t. j. na živce bohatších, polohách horniny. Migmatity miestami už v rámci vzorky prechádzajú do masívnych granitických hornín práve prítomnosťou zvýšeného množstva ružových draselných živcov. Tieto typy možno už označiť ako metasomatické granity. Palimpsestom bridličnatosti sú miestami zachované zvyšky polôh bohatých na biotit s paralelnou orientáciou (tab. I, obr. 2). Takýto masívny typ horniny sa použil na štúdium akcesorických minerálov (vzorka č. 5 in D. Hovorka – P. Hvoždara 1965).

Pararuly

Jemnozrnné (1 mm) pararuly sú prítomné v podobe neostre ohraničených xenolitov v rôznych typoch alpínsky modifikovaných granitoidov. Ide o nevýrazne bridličnaté biotitické pararuly s vysokým obsahom čerstvého biotitu (γ = červenohnedý) a zvýšeným množstvom drobného idiomorfného titanitu. Okrem prevládajúceho kremeňa a plagioklasov (do 20 % An) akcesoricky boli zistené: zirkón, rudné minerály, klinozoizit, muskovit a ortit. Na základe niektorých textúrnych znakov (miestami vyvinutá rohovcová textúra), vysokého obsahu čerstvého biotitu a i. možno predpokladať, že horniny tohto typu predstavujú xenolity pararúl v granitoidoch.

Z prehľadu petrografického charakteru opisovaných hornín vyplýva, že na jednej strane sa tu intenzívne uplatnili alpínske tektono-rekryštalizačné procesy a na druhej strane je vo všetkých vymedzených typoch hornín zaznamenaná prítomnosť ortitu. Výsledky petrografického štúdia sú v súlade s výsledkami detailného štúdia uplatnenia sa alpínskych metamorfných procesov na horninách kryštalinika kohútskeho pásma, ktoré vykonal S. Vrána (1966).

Výsledky štúdia ortitu

Pri výskume ortitu hornín kohútskeho kryštalinika na základe predbežného mikroskopického štúdia boli vykonané tieto laboratórne stanovenia: *röntgenometrické, DTA, stanovenie obsahov bežných kysličníkov* i *kvantitatívne stanovenie obsahov prvkov vzácnych zemín* vo dvoch vzorkách ortitov.

Mikroskopické štúdium

Ortit v horninách kryštalinika danej oblasti má tmavohnedočervené až hnedočierne sfarbenie a stĺpčekovitý habitus (tab. I, obr. 1—4). Pri makroskopickom pozorovaní je nápadná hnedočervená obruba ortitu, ktorý je uzatváraný v živcoch. Má sklený lesk. Jeho stĺpčeky v bridličnatých typoch hornín sú orientované paralelne, ojedinele aj šikmo k alpínskej foliácii horniny. Dosahujú dĺžku 2—4 mm, ojedinele až 10 mm. V binokulárnom mikroskope pozorovať, že stĺpčeky ortitu sú spravidla lemované tenkou (0,X mm) obrubou svetlého minerálu. Ortit nie je rozptýlený rovnomerne, ale tvorí zhluky stĺpčekov.

Napriek tomu, že ortit v oblasti Cisárskej hole je relatívne hojným akcesorickým minerálom (na ploche 100 cm^2 voľným okom spravidla pozorovať 1—3 kryštály), jeho prítomnosť bola konštatovaná len asi v 1/4 výbrusov. Vyznačuje sa intenzívnym pleochroizmom γ = hnedočervený až červenohnedý, β = hnedý, α = žltohnedý, hnedý; $2V_\alpha = 86 - 90°$, $\beta = 1{,}764 \pm 0{,}003$. Tvorí prevažne idiomorfné, ojedinele i allotriomorfné kryštály. Vo väčšine vzoriek bolo pozorované jeho dorastanie klinozoizitom (tab. I, obr. 3) vo forme lemu s veľmi variabilnou hrúbkou; miestami nie je vyvinutý (tab. II, obr. 3). Mikroskopické pozorovania sú zhrnuté v tab. 1.

tab. 1

ortit	kremeň	plagioklas	K-živce
lem chýba	+		
úzky lem	(+)	(+)	+
široký lem		+	

Vo výbrusoch, a to najmä v intenzívne alpínsky modifikovaných typoch hornín, bolo pozorované umiestnenie drobných nepravidelných ortitov v strede agregátov klinozoizitu až epidotu (tab. III, obr. 2; tab. III, obr. 3, 4), takže vzťahy k ostatným minerálom v takomto prípade sa nedajú sledovať. I napriek tomu, že typicky metamiktný (izotropný) ortit nebol zistený, predsa okolo niektorých ortitových zŕn uzavretých v klinozoizite pozorovať výrazné trhliny metamiktného rozpadu (tab. II, obr. 1; tab. III, obr. 3). Ide pravdepodobne o dôsledok pôvodne metamiktného ortitu, ktorý bol počas alpínskych procesov regenerovaný za vzniku kryštalického anizotropného ortitu (pozri kap. diskusia o genéze). V ortite boli pozorované aj drobné uzavreniny kremeňa, chloritu, biotitu a apatitu (tab. II, obr. 1). Kremeň, prípadne i epidot-klinozoizit tvoria aj výplň mikrožiliek. U ojedinelých kryštálov ortitu bola pozorovaná zonárna stavba, resp. prítomnosť tmavšieho „jadra" (tab. II, obr. 2; tab. II, obr. 4). Toto je dorastané mladšou generáciou ortitu, pričom jadro je umiestnené v strede, ojedinele aj na okraji ortitu II. generácie.

Chemizmus ortitu

Monoklinický ortit (allanit) je charakteristickým členom epidotovej skupiny. V svetovej literatúre boli opísané rôzne prechodné typy medzi epidotom a ortitom. Sú podmienené veľmi variabilným obsahom prvkov vzácnych zemín v ortite, pričom dochádza k zámene Ca epidotu prvkami TR a zodpovedajúca časť Al^3, resp. Fe^3 je zamieňaná Fe^2. Ide pritom o heterovalentnú izomorfiu $Ca^2\ Al^3 \leftarrow TR^3\ Fe^2$ (T. Ueda 1955; S. Hasegawa 1960, in V. V. Plošk o — V. I. Bogdanov 1963). V dôsledku značnej variability chemizmu, a to najmä variability obsahu TR, poznanie chemického zloženia ortitu patrí k jeho základným charakteristikám.

Z ortitu na území ČSSR bola doteraz urobená len analýza z granitu od Čiernej vody pri Žulovej v Sliezsku (M. Novotný 1951). V tabuľke 2 je uvedená analýza ortitu od Žulovej a z Cisárskej hole.

Obsahy kysličníkov v ortite z Cisárskej hole (tab. 2) boli stanovené z ortitov získaných z masívnych albitizovaných granodioritov i mylonitizovaných granodioritov až blastomylonitov. Materiál pre analýzu bol získaný podrtením horniny a elektromagnetickou a optickou separáciou monominerálnej ortitovej frakcie. Analýzu urobil ÚNS Kutná Hora.

S. Hasegawa (1960) na základe 126 analýz ortitov udal tento kryštalochemický vzorec ortitu:

$$(Ca_{2-n}\ Ce_n)_2\ (Fe^2_n\ Fe^3_{1-n})\ (Fe^3_m\ Al_{2-m})_2\ Si_3O_{12}\ (OH)$$

kde $n = 0{,}60 \rightarrow 1{,}00$, $\quad m = 0{,}05 \rightarrow 0{,}45$

tab. 2

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO		alk	H_2O	Σ =
1	30,9	17,5	—	12,3			9,6	Ce_2O_3 La_2O_3 Y_2O_3 } 28,1	—	1,6	100,0
2	31,43	12,59	5,42	11,33	st	3,83	10,58	Ce_2O_3 = 16,83 Dy, La = 5,63	st	1,40	99,09
3	31,20	17,90	18,43	—	0,64	—	10,62	TR_2O_3 16,24	—	3,93	98,96

1 — teoretické zloženie ortitu (E. J. Semenov 1963)
2 — ortit zo žuly od Žulovej v Sliezsku (M. Novotný 1951)
3 — ortit z Cisárskej hole pri Klenovci

Vychádzajúc zo širokej heterovalentnej izomorfie bežných katiónov i prvkov vzácnych zemín, je dnes známe značné množstvo odrôd tohto minerálu. Tak napr. Ce-epidot je známy pod názvom nagatelit; známe sú tiež odrody so zvýšeným obsahom Y, Th, Be, Mn, Mg, Ca, H_2O ai. Kryštalochemický vzorec analyzovaného ortitu z Cisárskej hole pre neúplnosť analýzy (nestanovené alkálie, všetko Fe je stanovené ako Fe_2O_3, suma analýzy pod 99 %) neuvádzam. V tab. 3 sú výsledky kvantitatívneho stanovenia prvkov cériovej a tóriovej skupiny. Stanovenie urobil ÚNS v Kutnej Hore metódou aktivačnej analýzy.

tab. 3

		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Sc	Th
ortit Cisárska hoľa	1	2,52	9,21	5,75	0,283	0,014 ± 0,007	0,046	0,013	1,46
	2	2,16	7,96	4,88	0,220	0,024 ± 0,008	0,044	0,018	1,42
prepočet na 100	1	13,06	47,73	29,80	1,47	0,072	0,24	0,07	7,57
	2	12,91	47,60	29,18	1,32	0,143	0,26	0,11	8,49

Vzorka 1 reprezentuje ortit z usmernených mylonitizovaných granodioritov až blastomylonitov, vzorka 2 ortit z masívneho albitizovaného granodioritu.

Na základe obsahov hlavných kysličníkov a obsahov ďalších katiónov analyzovaný ortit reprezentuje obecný typ ortitu. Obsahy stopových prvkov spadajú do variačnej šírky obsahov týchto prvkov v ortitoch podobnej genézy (E. J. Semenov 1963; K. A. Vlasov 1964). Okrem uvedených prvkov

spektrálne bola zistená aj prítomnosť ďalších prvkov v stopových koncentráciách (tab. 4).

tab. 4

0,1–0,01 %	0,01–0,001 %	0,001–0,0001 %	?
Mn, K, Na	Pb, Ti, Sn, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Sr	Ga, Bi, Cd, Ag, Ba, In	B

Röntgenometrické štúdium

V tab. 5 sú uvedené hodnoty medzirovinných vzdialeností *d*. Sú vyjadrené v Å (Ja. I. Giller 1966). Intenzita sčernania difrakčných línií bola odhadnutá v 10° stupnici. Na snímkovanie bol použitý ortit v prirodzenom stave i ortit vyžíhaný pri 600, 700 a 900° C. Snímkovanie ortitu po vyžíhaní bolo vykonané preto, že niektoré kryštály pri mikroskopickom výskume prejavovali znaky začínajúceho metamiktného rozpadu, ako aj z toho dôvodu, že v literatúre sa často uvádzajú prípady slabo röntgenoamorfného ortitu, ktorý po vyžíhaní nadobúda zákonitú štruktúrnu stavbu. Podľa V. A. Chvostovovej (1962) vznik kryštálovej mriežky v úplne metamiktných ortitoch ani po vyžíhaní pri 700° C nepozorovať.

Z porovnania výsledkov v tab. 5 je zrejmé, že vzorky ortitu vyžíhané pri teplote 700 a 900° C (doba žíhania 1 hod.) oproti ortitu v prírodnom stave vyznačujú sa zvýšeným počtom línií. Ide pravdepodobne o dôsledok prechodu časti zŕn z amorfného do štruktúrne usporiadaného stavu. Menšie rozdiely v hodnotách *d* sú zapríčinené pravdepodobne neúplnou homogenitou vzoriek, no i napriek tomu sa pohybujú v rámci prípustných chýb. Zvýšený počet *d* línií u ortitov vyžíhaných pri 800° C zistili aj V. Bouška a kol. (1960). Podľa uvedených autorov časť z nich patrí kubickej fáze CeO_2, a časť pôvodne metamiktných vzoriek po vyžíhaní nadobudla štruktúru pôvodného ortitu. Zvýšený počet línií u vyžíhaných ortitov (700—800° C) uviedla aj V. A. Chvostovová (1962). Táto autorka zároveň zistila, že pri vyžíhaní ortitu pri 1000° C dochádza k úplnému rozpadu jeho štruktúry za súčasného objavenia sa línií inej kryštalickej látky.

Prítomnosť línie $d = 3{,}28$ vo vzorkách 2 a 3, ktorá je výraznou líniou epidotu (Michejev 1957), svedčí o pravdepodobne nedokonalom oddelení ortitu od epidotu. Separácia bola veľmi sťažovaná intímnym dorastaním epidotu a klinozoizitu okolo ortitu i ich prenikaním po mikrotrhlinách ortitu.

tab. 5

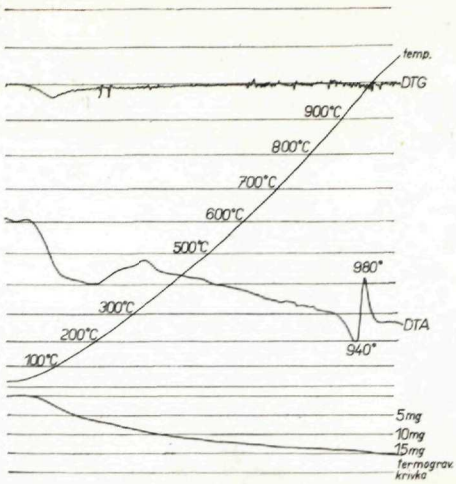
Michejev (1957) epidot		Michejev (1957) ortit		1 prirodzený ortit		2 ortit žíhaný pri 600 °C		3 ortit žíhaný pri 700 °C		4 ortit žíhaný pri 900 °C	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
5,0	4										
3,97	4			3,79						3,76	4
3,48	4	3,57	6	3,52	5	3,54	5	3,52	5	3,54	5
3,41	2			3,36	2					3,37	2
3,28	4	3,26	4			3,28	3	3,28	3		
										3,125	4
2,90	10	2,94	10	2,926	10	2,952	10	2,935	10	2,944	10
2,82	6	2,85	2					2,835	1	2,843	1
2,68	6	2,74	8	2,742	8	2,694	6	2,694	5	2,710	8
2,60	6	2,65	6	2,647	5			2,610	3		
2,53	4	2,57	4	2,571	7	2,574	7	2,567	5	2,544	7
2,40	8			2,450	4	2,450	4	2,432	5	2,437	4
2,30	4			2,316	2	2,339	3	2,316	3	2,333	3
		2,19	4	2,197	4						
2,16	4	2,14	4	2,152	6	2,162	6d	2,162	8d	2,142	6
2,11	6							2,077	1		
2,07	4										
2,05	2	1,91	4	1,910	8	1,910	7	1,905	8	1,929	8
1,88	7									1,859	2
				1,768	5	1,749	3	1,710			
1,70	2								1	1,707	1
1,64	8	1,65	6	1,650	8	1,652	8	1,642	8	1,650	8
1,582	5			1,607	3	1,603	2	1,587	2		
1,538	5			1,558	3	1,534	3	1,553	3	1,553	3
1,461	6			1,471	5	1,473	5	1,469	5	1,469	6
1,437	2			1,437	3	1,435	3	1,431	3	1,444	4
1,409	6										
1,394	6			1,383	1					1,398	1
1,348	2			1,363	2	1,363	2			1,362	2
				1,317	3	1,312	2	1,311	2	1,312	3
1,299	2			1,286	2	1,285	2	1,276	2	1,286	2
1,267	5									1,253	2
1,149	2									1,225	2
1,127	2										
1,113	4										
1,103	4										

Pracovné podmienky: Debye-Shererova metóda, Ø komôrky 57,3 mm, clona Ø 0,1 mm, snímkovaný objekt na sklenenom vlákne; asymetrická poloha filmu, doba expozície: 6 hod., filtrované Cu žiarenie $\lambda_{K\alpha} = 1{,}54178$ Å.

Výsledky DTA

Výrazná pozvolná endotermická reakcia (obr. 1 — krivka DTA) pri teplote 120—200° C svedčí o značnom a zároveň pomaly sa uvoľňujúcom obsahu hydroskopickej vody. Ďalšie výrazné endotermické maximum je pri 940 °C. Je ostré a nasleduje po ňom výrazný vrchol exotermického maxima pri 980° C. V tejto oblasti teplôt dochádza spravidla k premene Fe_2O_3 na formu Fe_3O_4, no zároveň dochádza aj k uvoľňovaniu chemicky viazanej H_2O. Výrazné exotermické maximum pri 980° C je v súlade so stanovením straty žíhaním (tab. 2).

Podľa T. B. Zdorika a kol. (1964) exotermické maximá pri teplote 970—1100° C sú spôsobené rozpadom kryštálovej mriežky ortitu, čo potvrdila aj röntgenová analýza. Pritom ortit z Cisárskej hole i po žíhaní pri 900 °C si zachoval štruktúru ortitu (tab. 5). Podľa vyššie citovaných autorov pri



Obr. 1 Krivka DTA

vyžíhaní ortitu pri 1100 °C dochádza k jeho rozpadu na kysličníky. Endotermické a exotermické maximá znázornené na obr. 1 súhlasia s maximami DTA kriviek uvádzaných pre ortity v literatúre (napr. V. V. Plošku — V. J. Bogdanov 1963).

Genetické poznámky

Genézu študovaného ortitu možno interpretovať niekoľkými spôsobmi.

a) Ortit predstavuje magmatogénny minerál a patrí do asociácie akcesorických minerálov granitoidov danej oblasti. Jeho vznik spadá do prvých fáz kryštalizácie granitickej taveniny. V kryštalických bridliciach vznikol v etape ich „pohltenia" magmou. V období alpínskej neomineralizácie (rekryštalizácie) došlo len k rekryštalizácii predalpínskeho ortitu.

b) Ortit spolu s ďalšími silikátovými i rudnými minerálmi predstavuje produkt alkalickej a sčasti aj alkalicko-kremitej metasomatózy geneticky spätej s neskorými vývinovými etapami granitového plutonizmu (autometa, somatóza). Jeho vznik v kryhách kryštalických bridlíc a v migmatitoch priestorove úzko spätých s granitoidmi, je viazaný tiež na uvedené metasomatické procesy.

c) Podstatná časť ortitových kryštálov vznikla spôsobom uvedeným ad b). Pri alpínskych tektono-rekryštalizačných procesoch došlo k jeho čiastočnej rekryštalizácii bez prínosu TR do kryštalinických komplexov. Výsledkom uvedených procesov v horninách kohútskeho kryštalinika je vznik II. (alpínskej) generácie ortitu, pričom I. generácia sa miestami ešte zachovala.

d) Ortit vznikol progresívnou dynamo-termickou premenou regionálneho charakteru, ktorá sa uplatnila i na sedimentoch so zvýšeným obsahom TR, najmä Ce_2O_3. Zdrojom TR pre vznik ortitu v granitoidných horninách v tomto prípade by boli asimilované metamorfity a nie magmatická tavenina.

e) Študovaný minerál predstavuje produkt alpínskej neomineralizácie, pričom zdrojom TR boli pôvodné sedimenty prítomné v podobe xenolitov kryštalických bridlíc v granitoidoch, resp. tvoriace substrát migmatitov. Pri alpínskych deštrukčno-rekryštalizačných procesoch došlo k mobilizácii TR a ich migrácii na malú vzdialenosť (t. j. do okolitých granitoidov).

f) Predstavuje produkt alpínskej neomineralizácie pričom v blízkosti tektonickej línie I. rádu došlo k migrácii TR a najmä alkalických kovov.

Pre všetky uvedené a ďalšie alternatívy genetickej interpretácie ortitu možno nájsť príklady v literatúre. Pre porovnanie uvádzam z nich aspoň niektoré.

P. Niggli (1929 in S. E. Kolotuchina 1963) vznik minerálov vzácnych zemín spájal s pneumatolyticko-hydrotermálnou fázou magmatického procesu. P. I. Hugo (1961) v archaiku JAR opísal epigenetické polohy ortitu v rôznych typoch granulitov. Ich vznik spájal s prenikom pegmatitov do granulitového komplexu, pričom maximálne koncentrácie v granulitoch pozoroval v blízkosti kier amfibolitov. Podobnú priestorovú lokalizáciu ortitu na bázické horniny uviedol I. P. Tichonenko—R. P. Tichonenko (1962) z kontaktnej zóny Lovozerského masívu, kde maximálne koncentrácie ortitu sú lokalizované na prechodné zóny medzi albititmi a premenenými melanokrátnymi amfibolickými rulami. Podľa autorov V. V. Ploško—V. I. Bogdanov (1963) ortity Uruštenského komplexu s. Kaukazu sú nízkoteplotné, najčastejšie metasomatické. Pritom určitá časť ortitu kryštalizovala počas regionálnej albitizácie, o čom svedčí jeho prítomnosť v xenolitoch rúl a amfibolitov v granitoidoch. Hlavná masa ortitu je však viazaná na mladú albitizáciu lokálneho rozsahu.

Naproti tomu D. P. Serdjučenko (1961, in S. E. Kolotuchina 1963) pre ortit-kelhaytovú mineralizáciu v kryštalických bridliciach parapôvodu južného Jakutska predpokladá, že vznik minerálov TR prebiehal bez prínosu vzácnych zemín. Tieto vznikli zo sedimentov so zvýšeným obsahom prvkov vzácnych zemín pri ich regionálnej premene. Z genetického hľadiska je zaujímavé zistenie M. V. Fišmana a kol. (1966), že totiž ortit tvorí lemy okolo epidotu. Uvedení autori došli k záveru, že makroskopicky ortit v epigranitoch vznikol v hydrotermálnom štádiu postmagmatického procesu. Nemenej zaujímavé je aj zistenie autorov D. E. Lee—F. C. Dodge (1964) o antagonizme ortitu a monazitu v granitoidoch podmienenom najmä obsahom CaO v tavenine. Ortit pritom považovali za primárne magmatický minerál. K podobným záverom o vzťahu monazitu a ortitu došli aj G. A. Lisicina a kol. (1965), pričom ortit zaradili do asociácie minerálov posledných fáz kryštalizácie magmy. Ch. Exner (1966) o ortitoch Vysokých Taurov predpokladá, že ide o variské ortity regenerované počas alpínskych metamorfných procesov.

Pri riešení genézy študovaného ortitu vychádzam z týchto terénnych a laboratórnych pozorovaní: ortitonosné horniny sa nachádzajú v blízkosti tektonickej línie I. rádu. Alpínske tektonometamorfné premeny sa v danej oblasti uplatnili v regionálnom meradle i na horninách kryštalinika. Došlo pritom k rekryštalizácii danej minerálnej asociácie za vzniku alpínskych novotvarov. Alpínske procesy na horninách veporidného kryštalinika študoval S. Vrána (1966).

Charakteristickým zjavom v rôznych typoch ortitonosných hornín je *alkalická metasomatóza*. Popri nej sa uplatnili intenzívne rekryštalizačné procesy za vzniku často až výrazne paralelných textúr. U metasomatických premien pozorovať výraznú následnosť uplatnenia sa jednotlivých katiónov. Výrazne staršia je *káliová metasomatóza* za vzniku draselných živcov. Vznik

porfyroblastov kyslých plagioklasov (plagioklas II) je časove mladší proces. Došlo pri ňom k výraznej pertitizácii až úplnej albitizácii draselných živcov, ku vzniku lemov albit-oligoklasu okolo plagioklasov I. generácie, prípadne i k vzniku porfyroblastov plagioklasov II.

Zo štúdia výbrusov metamorfitov i granitoidných hornín širšieho okolia výskytu ortitu vyplýva, že draselná metasomatóza je pravdepodobne výsledkom predalpínskych procesov (autometamorné procesy v granitoidných horninách, procesy feldšpatitizácie a migmatitizácie v parametamorfitoch ai). Je pravdepodobné, že i v predalpínskom vývojovom cykle došlo k podstatnému uplatneniu sa Na metasomatózy. Z mikroskopického štúdia ďalej vyplynulo, že posledným výrazným chemickým procesom, spätým často s textúrnou prestavbou hornín kryštalinika, bola Na-metasomatóza (albitizácia). Stĺpčekovitý ortit bol zistený vo všetkých uvedených typoch hornín kryštalinika. Aj v prípade, ak ostatné minerály horniny majú vo výbrusoch výrazné znaky po tlakových i rekryštalizačných fenoménoch, ortit má charakter postdeformačného minerálu. Pre vznik novotvarov ortitu je potrebný zvýšený obsah TR, najmä Ce_2O_3. Hojne rozšírené lemy klinozoizitu možno chápať ako dôsledok zmeny chemizmu prostredia v procesoch alpínskej neomineralizácie, resp. ako dôsledok uplatnenia sa TR v ich prvých etapách.

Pri riešení genézy ortitu z oblasti Cisárskej hole treba brať do úvahy aj tieto aspekty. Ortit, miestami i vo zvýšených koncentráciach som pozoroval aj v metasomaticky modifikovaných metabázitoch (amfibolitoch) veporidného kryštalinika (D. Hovorka, v tlači). Makroskopický ortit zistil aj A. Klinec a kol. (1965) v masívnych typoch hornín s vysokým obsahom amfibolov. Ortit v niektorých telesách týchto hornín dosahuje dĺžku 5 mm a horniny aj napriek nízkemu obsahu SiO_2 (46—54 %) majú kyslé plagioklasy a miestami sú prítomné aj K-živce. Sú to horniny so zložitou nemagmatickou genézou (D. Hovorka, v tlači). Prítomnosť zvýšených koncentrácií makroskopického ortitu v kryštalických bridliciach, migmatitoch, granitoidoch i bázických horninách kohútskeho kryštalinika, v ktorých bola pozorovaná alkalická metasomatóza i alpínska rekryštalizácia, zužuje možnosť interpretácie jeho genézy.

Vychádzajúc z geologickej pozície hornín s makroskopickým ortitom, z prítomnosti ortitu v rôznych typoch hornín kohútskeho kryštalinika i z mikroskopických pozorovaní genézu ortitu z oblasti Cisárskej hole interpretujem takto: *Ortit predstavuje minerál pegmatitového štádia a produkt alkalickej metasomatózy, ktorá sa uplatnila v samotných granitoidoch (autometasomatóza) i v kryštalických bridliciach uvedenej oblasti* (feldšpatitizácia, migmatitizácia). Počas alpínskych tektono-rekryštalizačných procesov došlo k jeho rekryštalizácii a priestorovej prestavbe už v počiatočných a kulminačných etapách neomineralizačných premien. Pritom vznikli alpínske novotvary ortitu a ortity

predalpínskej genézy sa miestami zachovali v podobe „jadier" ortitov alpínskeho cyklu. Novotvorené ortity zapadajú do alpínskeho štruktúrneho plánu hornín, v ktorých sa vyskytujú. Doznievanie alpínskych neomineralizačných procesov sa odrazilo vo vzniku klinozoizit-epidotu, ktorý tvorí lemy okolo „jadier" ortitu.

Záver

Zistením prítomnosti makroskopického ortitu v rôznych typoch hornín kohútskeho kryštalinika v oblasti Cisárskej hole zsz. od Klenovca, rozširuje sa asociácia minerálov hornín kryštalinika o akcesorický ortit. Prítomný je v rôzne intenzívne alpínsky modifikovaných granitoidoch, v aplit-pegmatitoch, migmatitoch i biotitických pararulách.

Ortit svojimi fyzikálne-chemickými vlastnosťami zapadá do variačnej šírky obecných ortitov, známych z kryštalinických komplexov. Vznik ortitu je spätý s predalpínskym pegmatitovým štádiom magmatizmu i s metasomatickými procesmi. Keďže geochémia uvedených procesov v západokarpatskom kryštaliniku nebola doteraz študovaná, v danej etape výskumu nie je možné priradiť migráciu TR k procesom káliovej, resp. nátriovej metasomatózy. V období alpínskych tektono-mineralizačných procesov, ktoré sa intenzívne uplatnili aj na horninách kohútskeho kryštalinika študovanej oblasti, došlo k rekryštalizácii daných minerálnych asociácií hornín, teda aj k rekryštalizácii ortitu.

V oblasti Cisárskej hole zsz. od Klenovca možno teda vyčleniť 2 generácie ortitu: zvyšky predalpínskej generácie (ortit I) a častejšie jeho alpínske novotvary (ortit II). Pre vznik ortitu II nepredpokladám rozsiahlejšiu látkovú migráciu (prínos TR a pod.)

Do tlače odporučil J. Gubač

LITERATÚRA

[1] Bouška Vl. — Čech F. — Johan Zd., 1960: Study of some Czechoslovak metamict orthites. Acta Univ. Carolinae, Geol. 1. — [2] Cambel B. — Valach J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce, Zoš. 42, Bratislava. — [3] Exner Ch., 1966: Orthit in dem Gesteinen der Schonblickgruppe (Hohe Tauern). Tsch. min. petr. Mitt., XI, 3—4. — [4] Fišman M. V. —

Po odovzdaní tejto práce do tlače autori M. Kvaček a O. Čejchan (1969) vypracovali posudok o ortitoch z niekoľkých lokalít veporidného kryštalinika. Posudok pod názvom „Obsahy vzácnych zemín ve slovenských ortitech" sa nachádza v Geofonde Bratislava (č. 22087).

Goldin B. A.—Juškin N. L.—Kalinin E. P., 1966: Akcessornyje mineraly gornych porod južnoj časti Pečorskovo Urala. Sbor.: Petrografija i mineralogija Pripoljarnovo Urala. „Nauka", Moskva—Leningrad. — [5] Giller J. L., 1966: Tablicy mežploskostnych rasstojanij. I—II. „Nedra", Moskva. — [6] Hasegewa S., 1960: Chemical composition of allanite. Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.), 6. — [7] Hovorka D., 1960: Príspevok k petrografii veporidných granitoidov. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 4, Bratislava. — [8] Hovorka D., 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Fatry, Malej Magury a Tribča. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 13, Bratislava. — [9] Hovorka D., v tlači: Petrogenéza niektorých typov amfibolických hornín veporíd a Braniska. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol., Bratislava. — [10] Hovorka D., v tlači: About so called „diorites" of West Carpathians crystalline. Geol. zbor., Bratislava. — [11] Hovorka D.—Hvoždara P., 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. I. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 9, Bratislava. — [12] Hugo P. I., 1961: The allanite deposits on Vrede, Cordonia district, Cape province. Bull. Geol. Surv. S. A. R, 37. — [13] Chvostovová V. A., 1962: Moneralogija ortita. Trudy IMGRE, II. Moskva. — [14] Kamenický J.—Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41, Bratislava. — [15] Klinec A. a kol., 1965: Komplexný geologický výskum kryštalinika na liste Tisovec 1:50 000. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [16] Kolotuchina S. E., 1963: Koncentracija redkich zemeľ v granito-gnejsach archejskovo fundamenta Afriki. Inst. min. geoch. i kristallochim. redkich elementov, Trudy 17, Moskva. — [17] Krist E., 1960: Granitoidné horniny Tribča. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 4, Bratislava. — [18] Krivý M., 1969: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 19, Bratislava. — [19] Lee D. E.—Dodge F. C. W., 1964: Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. Amer. Min. 49, New York. — [20] Lisicina G. A.—Bogdanovová V. I.—Varšal G. M.—Sirotinina N. A., 1965: O nekotorych geochimičeskich osobennostiach obrazovanija akcessornych mineralov v granitach Čarkasasskogo massiva v Kuraminskom chrebte Ťan-Šaňa. Geochimija, Moskva. — [21] Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov, Moskva. — [22] Mišík M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. zbor., VI/3—4, Bratislava. — [23] Novotný M., 1951: Chemismus epidotu a orthitu ze žulovského masivu. Sbor. Klubu přír. XXIX, Brno. — [24] Ploško V. V.—Bogdanov V. I., 1963: Mineraly gruppy epidota v porodach Uruštenskovo magmatičeskovo komplexa. Tr. min. muzeja A. E. Fersmana, 14, Moskva. — [25] Richarz P., 1908: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Heinburger Berge. Mitt. d. geol. Ges. I. Berlin. — [26] Semenov E. I., 1963: Mineralogija redkich zemeľ. Izd. AN SSSR, Moskva. — [27] Serdjučenko D. P., 1961: Redkozemeľnaja mineralizacija v osadočno-metamorfičeskich porodach. In Očerki po metallogeniji osadočnych porod. Izd. AN SSSR, Moskva. — [28] Šalát J., 1954: Petrografia paleogénnych zlepencov od Margecian. Geol. zbor. 1—4, Bratislava. — [29] Tichonenko I. P.—Tichonenko R. P., 1962: K mineralogiji kontaktnoj zony Lovozerskogo massiva. Inst. min. geoch. i kristallochim. redkich elementov. Trudy, vyp. 9, Moskva. — [30] Ueda T., 1955: The crystal structure of allanite, (OH) $(Ca_2Ce)_2$ (Fe··· Fe··)Al_2O Si_2O_7 SiO_4. Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B, 22, 2, s. 145. — [31] Valach J., 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát. Geol. zbor. V, Bratislava. — [32] Vlasov K. A., 1964: Geochimija, mineralogija i genetičeskije tipy mestoroždenij redkich elementov. T. II. Mineralogija redkich elementov. Izd. „Nauka", Moskva. — [33] Vrána S., 1964: Petrogenese veporidního krystalinika v okolí

Slavošovec. Geol. práce, Správy 33, Bratislava. — [34] Vrána S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata — Serie im Mittelteil der Veporiden Sb. geol. vied — rad ZK 6, Bratislava. — [35] Zdorik T. B. — Kuprianovová D. I. — Kymskovová N. M., 1964: Kristalličeskij ortit iz nekotorych metasomatičeskich obrazovanij Sibiri. Tr. min. muzeja A. E. Fersmana, 15,

D. HOVORKA

ORTHITE (ALLANITE) FROM THE KOHÚT CRYSTALLINE COMPLEX

(Summary of the Slovak text)

In the central part of the Kohút crystalline complex representing the southernmost tectonic and probably also a separate stratigraphical unit of the Veporide crystalline complex, about 8,5 km wnw. of the village Klenovec near Hnúšťa, orthite has been found. It is present in the form of columnar, in less amount also tabular crystals of 10 mm, most often 2—4 mm size, in various types of paragneisses, migmatites and granitoids. For all the cited rocks of the wider region of the investigated orthite occurrences, manifestations of alkali metasomatism are characteristic. In crystalline schists they revealed by the formation of porphyroblasts of acid plagioclases, sporadically also kalium feldspars. In granitoid rocks they induced the formation of acid plagioclase and kalium feldspar porphyroblasts and some further mineral alterations (muscovitization of feldspars of the 1. generation a o.).

The alpine tectono transformations displayed on the rocks of the mentioned region by intensive neomineralization (recrystallization). The diversely intensively manifested stress during the given processes lead to the origination of a variegated texture scale of rocks of the crystalline complex. In one part of the alpine recrystallized rocks massive textures have been preserved, in others the formation of distinctly spatially parallel textures set in.

Orthite has been found in massive and schistose rock types. In the case of its occurrence in the lastly mentioned types, orthite is oriented paralelly with the alpine structural rock plane. In the course of alpine textural and mass rock reworking of the crystalline complex of the given region, also orthite recrystallization set in. The recrystallization occured during the initial and culmination phases of the alpine tectono-neomineralization processes. The fading out of the recrystallization processes acted already without applying of RE. I place the formation of clinozoisite — epidote rims around the orthite, chloritization of the alpine generated biotite a o. into this stage. The „regressive" stage of the mentioned recrystallization processes is concerned.

We can state the following reasons for the interpretation of orthite I formation during processes of alkali metasomatism. Orthite is present in the above mentioned rocks affected by alkali metasomatism, as well as in melanocrate basic rocks with high common hornblende content. The latter hold even in turn of their high basicity (46—54 % SiO_2) acid plagioclases, scarcely also K-feldspars, which mineral association can be interpreted as a product of metasomatic processes. Orthite II seems to be a product of recrystalliza-

tion of orthite I during alpine tectonic processes, which caused neomineralisation of the Kohút crystalline complex.

By its chemical composition and physical properties orthite agrees with the common orthite from the rocks of crystalline series of diverse regions.

Department of Petrology,
Faculty of Sciences of the Comenius
University, Bratislava

Preložila I. Mináriková

Text k tabuľkám I—III
Explanations to the Plates I—III

Tab. I
Plate I

Obr. 1 Idiomorfný stĺpčekovitý ortit (o) v albitizovanom biotitickom grano diorite

Fig. 1 Euhedral columnar orthite (o) in albitized biotitic granodiorite

Obr. 2 Idiomorfné stĺpčekovité ortity (o) orientované paralelne s foliáciou nebulitického migmatitu. Ortit obsahuje uzavreniny kremeňa a chloritu (u). Sú prítomné v polohe so zvýšeným množstvom biotitu

Fig. 2 Euhedral columnar orthites (o) oriented paralelly with the foliation of nebulitic migmatite. Orthites carry observable quartz and chlorite (u) enclosures. They are allied to a site with increased biotite amount

Obr. 3 Ortity (o) v albitizovanom metagranodiorite

Fig. 3 Orthite aggregate (o) in albitized metagranodiorite

Obr. 4 Krátkostĺpčekovité až hrubotabuľkovité ortity v usmernenom metagranodiorite

Fig. 4 Short-columnar to thick-tabular orthites in oriented metagranodiorite

Tab. II
Plate II

Obr. 1 Idiomorfný ortit s nepravidelnými trhlinami (dôsledok začínajúceho metamiktného rozpadu ?). Je lemovaný drobnozrnným agregátom klinozoizitu. V ortite je uzavrenina kremeňa a biotitu (k, b). Hornina: žilka plagiaplitu v metagranodiorite. Výbrus: vep. 203/1, // nikoly, zväčš. 43x

Fig. 1 Euhedral orthite with irregular cracks (the consequence of starting metamict desintegration ?). It is bordered by a fine-grained clinozoizite aggregate. In the orthite a biotite and quartz inclusion (b, k). Rock: a plagiaplite veinlet in metagranodiorite. // nicols, magn. 43x

Obr. 2 Pozri predch. obr. Pri X nikoloch pozorovať nehomogenné sfarbenie ortitu. Tmavšie sfarbený ortit I (?) dorastaný idiomorfným ortitom II. Výbrus: vep. 203/1, X nikoly, zväčš. 43x

Fig. 2 See the precedent. Unhomogenous colouring of orthite. The darker coloured orthite I grown up by idiomorphic orthite II. X nicols, magn. 43x

Obr. 3 Stĺpčekovitý ortit bez lemov klinozoizitu. Hornina: metagranodiorit. Výbrus: vep. 208, X nikoly, zväčš. 29x

Fig. 3 Columnar orthite (o) avoid of clinozoizite rims. Rock: metagranodiorite. X nicols, magn. 29x

Obr. 4 Stĺpčekovité idiomorfné ortity. U väčšieho kryštálu pozorovať dorastanie svetlejšie sfarbeného ortitu okolo tmavšieho „jadra". Priečne orientovaná trhlinka v ortite je vyplnená chloritom a kremeňom. Hornina: albitizovaný metagranodiorit Výbrus: vep. 218, X nikoly, zväčš. 43x

Fig. 4 Columnar euhedral orthites, on larger individuals the growth of lighter-coloured orthite around the darker „core" is observable. The laterally oriented crack is filled up by chlorite and quartz. Rock: albitized metagranodiorite. X nicols, magn. 43x

Tab. III
Plate III

Obr. 1 Ortity s úzkym lemom klinozoizitu. V jednom zrne je uzavrenina vejárovitého chloritu. (ch). Hornina: albitizovaný biotitický granodiorit. Výbrus: vep. 204/5, X nikoly, zväčš. 50x

Fig. 1 Orthite with a unsubstantially developed clinozoizite border. In one grain an enclosure of fan-like chlorite (ch). Rock: albitized biotite granodiorite. X nicols, magn. 50x

Obr. 2 Nepravidelný porfyroblast klinozoizit-ortitu v jemnozrnnej biotit-plagioklasovej pararule. V klinozoizite (kl) uzavreniny kremeňa (k) a plagioklasu (pl). Porfyroblast predstavuje produkt alpínskej neomineralizácie (=ortit II, klinozoizit II). Výbrus: vep. 206 X nikoly, zväčš. 55x

Fig. 2 Irregular porphyroblast of clinozoizite-orthite in a fine-grained biotite-plagioclase paragneiss. In clinozoizite (kl) quartz (k) and plagioclase (pl) inclusions. The porphyroblast represents a product of alpine neomineralization (orthite II, clinozoizite II). X nicols, magn. 55x

Obr. 3 Ortit tvorí strednú časť ortit-klinozoizitového agregátu. Výrazné trhliny metamiktného rozpadu (?) prechádzajú z ortitu do klinozoizitového agregátu. Výbrus: vep. 204/1, // nikoly, zväčš. 45x

Fig. 3 Orthite makes up the central part the of orthite-clinozoizite aggregate. Pronounced cracks of metamict desintegration (?) pass from orthite into the clinozoizite aggregate. // nicols, magn. 45x

Obr. 4 Nepravidelne stĺpčekovité ortity (o) v klinozoizitovom (kl) agregáte. Hornina: mylonit granodioritu. Výbrus: vep. 207/5, // nikoly, zväčš. 50x

Fig. 4 Irregular columnar orthite (o) in clinozoizite (kl). Rock: granodiorite mylonite. // nicols, magn. 50x

Všetky makro- i mikrofotografie sú z hornín zo severného svahu Cisárskej hole 8,5 km zsz. od Klenovca pri Hnúšti.

The photo-material derives from the northern slope of the Cisárska hoľa, about 8,5 km wnw of Klenovec near Hnúšťa.

Foto: Osvald

Geologické práce, Správy 55 | str. 165—171 | Bratislava | 1971

IVAN REPČOK*

STUPEŇ UNDULÓZNEHO ZHÁŠANIA KREMEŇA NIEKTORÝCH GRANITOIDOV ZÁPADNÝCH KARPÁT

Abstract. The paper is to inform about experimental application of a method for the determination of age of primary quartz-grains from granitoid rocks on the basis of numerical data about the degres of undulatory extinction (Mehech — Corvalán, 1964). Different degrees of undulatory extinction of primary quartz-grains in granitoid rocks of different ages are interpreted as a result of gradual activity of orogenetic processes. The method has been employed for samples of some West-Carpathian granitoids with the absolute age determined. The results gained indicate possibilities for the employment of the simple method in the solving of questions concerning the genesis of West-Carpathian granitoid rocks in connection with the existing geological-petrographical and geochronological data. For the purpose quite a number of measurements in various types of granitoid rocks and their statistical evaluation are inevitable.

Sonia Mehech de Hills a José Corvalán (1964) zistili pri mikroskopickom štúdiu čílskych granitoidných hornín určitú závislosť medzi stupňom undulózneho zhášania primárnych kremenných zŕn a absolútnym vekom, určeným geochronologickými metódami. V horninách s rovnakým vekom zistili približne rovnaký stupeň undulózneho zhášania primárnych zŕn kremeňa. Staršie granitoidy majú vyšší stupeň undulozity, mladšie nižší. Zjavné rozdiely stupňa undulózneho zhášania primárnych zŕn kremeňa granitoidných hornín s rozdielnym vekom interpretujú ako výsledok postupne pôsobiacich tektonických deformácií jednotlivých horotvorných procesov.

Stupeň undulózneho zhášania merali na rezoch približne paralelných s kryštalografickou osou c. Rezy sú vo výbruse ľahko identifikovateľné, pretože majú najvyššie interferenčné farby.

Postup pri meraní (Mehech — Corvalán 1964)

1. Vhodné zrno kremeňa nastavíme otáčaním stolíka mikroskopu do polohy maximálneho rozjasnenia.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

2. Otáčame stolíkom mikroskopu dovtedy, kým sa v pozorovanom reze kremeňa neobjaví prvý zrejmý prejav undulózneho zhášania. Túto polohu odčítame zo stupnice otočného stolíka mikroskopu.

3. V otáčaní stolíka mikroskopu pokračujeme cez celú oblasť undulózneho zhášania dovtedy, kým jeho posledný prejav nezačne miznúť (je len slabo viditeľný); túto polohu odčítame zo stupnice stolíka mikroskopu.

4. Z odčítaných hodnôt vypočítame uhol stupňa undulózneho zhášania.

Uvedení autori odporúčajú robiť merania na univerzálnom stolíku, sami ho však zatiaľ nepoužívajú. Určitá korelácia, ktorú zistili medzi stupňom undulózneho zhášania a absolútnym vekom, je zrejmá z tejto tabuľky:

Vek v mil. r.	Uhol undulóz. zhášania	Vek v mil. r.	Uhol undulóz. zhášania
50 ± 20 (Tercier)	12°	130 ± 20 (Jura)	23°
30 ± 20 (Tercier)	13°	130 ± 20 (Jura)	24°
60 ± 10 (Tercier)	13°	130 ± 20 (Jura)	24°
95 ± 10 (Krieda)	15°	170 ± 20 (Jura)	24°
100 ± 10 (Krieda)	15°	120 ± 20 (Jura)	25°
90 ± 10 (Krieda)	16°	140 ± 20 (Jura)	25°
90 ± 10 (Krieda)	17°	270 ± 30 (Paleoz.)	31°
90 ± 10 (Krieda)	17°	280 ± 50 (Paleoz.)	31°
105 ± 10 (Krieda)	17°	310 ± 35 (Paleoz.)	32°
120 ± 15 (Jura)	17°	320 ± 35 (Paleoz.)	32°
125 ± 15 (Jura)	17°	365 ± 30 (Paleoz.)	33°
160 ± 20 (Jura)	23°	340 ± 40 (Paleoz.)	35°

Z tabuľky je zrejmé, že tu nejde o celkom presné určenie absolútneho veku, ale možnosť začlenenia do geologických útvarov je reálna.

O. Maier — V. Caulea (1968) aplikovali túto metódu na rumunských granitoidných horninách. Na základe zistených hodnôt uhla undulózneho zhášania priradili týmto hodnotám príslušný vek. Graf závislosti prevzali z práce H. S. Mehech — J. Corvalán (1964). Merania robili na univerzálnom stolíku.

Uvedené práce nám dali podnet k predbežnému overeniu tejto zaujímavej a jednoduchej metódy v niektorých granitoidných horninách Západných Karpát. Najskôr sme porovnali stupeň undulózneho zhášania primárnych zŕn kremeňa z troch typov granitoidov, ktoré sú na základe geochronologických údajov vekove značne rozdielne:

a) Biotitický granodiorit až kremitý diorit (dumbiersky typ — Nízke Tatry), 290—305 mil. rokov (J. Kantor 1959a). Vo vzorkách tohto typu bol v niekoľkých výbrusoch z Chopku zistený vysoký stupeň undulózneho zhášania.

b) Granit-porfýr z lokality Betliar 98 mil. rokov (J. Kantor 1959b), má značne nižší stupeň undulózneho zhášania ako predchádzajúci typ.

c) Granodiorit, Banská Štiavnica (vrt KOV-39, hĺbka 1306 m) 20,5 ± 0,8 mil. rokov (V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass 1969), má nepatrný stupeň undulózneho zhášania.

Rozdiely v stupni undulózneho zhášania kremenných zŕn uvedených typov ukázali možnosti aplikácie tejto metódy v granitoidoch Západných Karpát. V podstate sme použili ten istý spôsob ako čílski autori. Rozdiel je len v presnejšej definícii polôh odčítania. Náš postup:

1. Vybraný rez nastavíme otáčaním stolíka mikroskopu do polohy maximálneho rozjasnenia (rez musí byť v strede zorného poľa).
2. Stolíkom mikroskopu otáčame dovtedy, kým sa v pozorovanom reze neobjaví prvý zreteľný prejav undulózneho zhášania (pri ďalšom pootočení sa začína rozjasňovať). Túto polohu spresníme malými posunmi stolíka sprava doľava a naopak. S posunmi prestaneme vo chvíli, keď má prvý prejav undulózneho zhášania maximálnu intenzitu sčernania (môže to byť i celkom malá plocha). Hodnotu tejto polohy odčítame zo stolíka mikroskopu.
3. Otáčame stolíkom mikroskopu cez celú oblasť undulózneho zhášania, až po jeho posledný prejav. Túto polohu spresníme tým istým spôsobom ako v bode 2. Hodnotu tejto polohy odčítame zo stupnice stolíka mikroskopu.
4. Z nameraných hodnôt vypočítame uhol undulózneho zhášania.

Prevažná časť meraní v tejto práci je získaná bez použitia univerzálneho stolíka. Prácna orientácia undulózne zhášajúcich rezov kremeňa na univerzálnom stolíku nezodpovedá nepatrnému rozdielu v nameraných hodnotách.

Číselné hodnoty stupňa undulózneho zhášania, ktoré ďalej uvádzame, sú priemernými hodnotami z najmenej šiestich meraných zŕn kremeňa v jednom výbruse:

a) Biotitický granodiorit až kremitý diorit (ďumbiersky typ — Nízke Tatry). V tomto type sme robili merania v 15-ich výbrusoch z lokalít Chopok, Sopotnická dolina, Jasná, Boca a Bystrá dolina. Výsledky meraní — 29°, 29°, 28°, 29°, 28°, 30°, 26°, 28°, 30°, 30°, 31°, 30°, 27°, 27°. Priemerná hodnota z týchto meraní je 29°.

b) V gemeridných granitoch sme robili merania vo vzorkách z lokalít: Betliar (16°), Mexiko (16°), Hnilec (14°), Súľová (12°), Poproč (12°). Priemerná hodnota je 14°.

c) Vo dvoch výbrusoch mladých granodioritov z B. Štiavnice (vrt KOV-39) boli namerané hodnoty 4 a 5°.

Z toho porovnania vidíme, že vekové členenie pomocou stupňa undulózneho zhášania zŕn kremeňa zhruba zodpovedá geochronologickým údajom, i keď

Granitoid	Absolútny vek v mil. r. (citovaní autori)	Približný vek podľa Mehech-Corvalána (1964)
ďumbiersky typ	290—305	cca 245
gemeridné granity	93,98	cca 80
granodiorit B. Štiavnica	20	cca 20

sme vychádzali z podkladov čílskych autorov. Ďalej sa budeme opierať o geochronologické údaje zo Západných Karpát. Na základe geochronologických údajov vyššie spomenutých troch typov granitoidov so značne rozdielnym vekom sme zostavili hypotetický graf závislosti: stupeň undulózneho zhášania-absolútny vek (pozri graf).

V granitoidoch Sľubice a Čiernej Hory boli zistené tieto hodnoty: Kostoľany (31°), Ťahanovce (35°), Košické Hámre (34°), Bujanov (29°), Sokoľ-Uhrinče (31°) a V. Lodina (26°). Priemerná hodnota je 31°, čo zodpovedá veku cca 320 mil. rokov. Tento údaj je z hľadiska doterajších poznatkov o veku granitoidov Sľubice a Čiernej Hory pravdepodobný.

V „prašivskom type" (Nízke Tatry) sme namerali tieto hodnoty: Magurka (19°, 18°, 19°, 17°, 22°), Dúbrava (15°), V. Železnô (20°, 17°, 15°, 15°, 16°, 20°), Studenec (19°), priemerná hodnota je 18°, čo by znamenalo vek cca 140 miliónov rokov. J. Kantor (1959a) zistil pre „prašivský" typ z Dúbravy 280, 288, 305 mil. rokov a pre lokalitu Studenec (J. Kantor 1964) 296 mil. rokov. Tu sa prvý raz stretávame so značnými rozdielmi medzi geochronologickými údajmi a približným vekom určeným podľa stupňa undulózneho zhášania kremenných zŕn. Pozrieme sa preto bližšie na horniny, v ktorých sme konštatovali také veľké rozdiely. Na prvý pohľad je zrejmé, že tu ide o horniny s výraznými prejavmi autometamorfózy. S podobnými znakmi a číselnými hodnotami sme sa stretli i pri vzorkách z iných území.

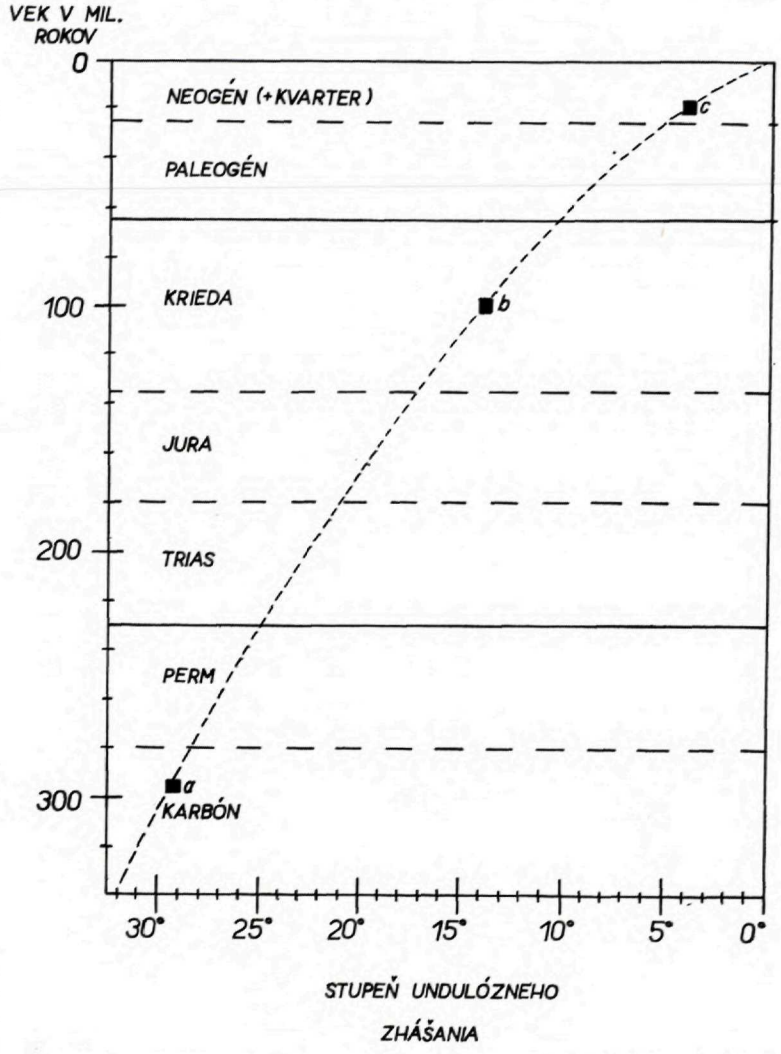
Vo vzorkách z veporského typu (kráľovohoľské pásmo) sme namerali tieto hodnoty: Dobroč (14°), Detvianska Huta (14°, 18°), Hriňovské Zlatno (17°), Madačka (18°). Priemerná hodnota je 17°, čo by znamenalo vek cca 130 mil. rokov. Tento údaj je tiež v rozpore s doterajšími poznatkami o veku týchto hornín. Viacerí autori zistili v nich výrazné znaky autometamorfózy a tektonometamorfózy.

Naproti tomu vo vzorkách biotitického granodioritu až kremitého dioritu typu Sihla (kráľovohoľské pásmo) boli zistené tieto hodnoty: Tlstý Javor a Podkriváň (28°, 28°, 27°, 28°), čo zodpovedá veku cca 280 mil. rokov. Prejavy autometamorfózy sú tu podstatne slabšie ako u veporského typu.

Podobné javy sme pozorovali pri predbežnom meraní niekoľkých vzoriek z kohútskeho pásma, kde A. Klinec (1962, 1964, 1965), S. Vrána (1964), J. Lehotský (1964) zistili alpínsku rekryštalizáciu. Geochronologicky toto omladenie potvrdil J. Kantor (1960). Namerané hodnoty z tohto pásma sú: Lubeník (18°, 15°, 15°), Revúca (13°, 13°), Čierna Lehota (17°), čo zodpovedá veku cca 90 až 140 mil. rokov. Zaujímavý je výsledok meraní dvoch výbrusov z lokality Hrončok (11°, 11°), čo zodpovedá veku kremeňa cca 75 mil. rokov.

Z uvedených výsledkov môžeme usudzovať o vhodnosti aplikácie použitej metódy na približné určovanie veku primárnych zŕn kremeňa za predpokladu, že je zhruba zhodný s vekom horniny. V prípade, že v granitoidoch došlo neskoršie

Hypotetická krivka závislosti medzi stupňom undulózneho zhášania kremenných zŕn granitoidov a ich absolútnym vekom



k rekryštalizácii kremeňa v dôsledku rôznych metamorfných či tektonometamorfných procesov, mohli by sme hovoriť o veku poslednej rekryštalizácie kremeňa alebo doby prínosu.

Na jednoznačnú charakteristiku stupňa undulózneho zhášania kremeňa, apikálnych častí intrúzií, žilných i výlevných hornín, opierajúcu sa o väčšie množstvo geochronologických údajov, je potrebný celý rad meraní v jednotlivých masívoch. Pochopiteľne, treba tu zohľadniť petrografický charakter

horniny, metamorfné, tektonometamorfné procesy a geologickú pozíciu skúmanej vzorky. Pri určovaní veku týmto spôsobom, treba postupovať opatrne. Predovšetkým sa musia zhodnotiť a zohľadniť všetky doterajšie poznatky o vývoji skúmaných granitoidných hornín.

Vyššie uvedený vysoký stupeň undulózneho zhášania kremeňa môžeme objasniť podobne ako H. S. Mehech—J. Corvalán (1964). Je výsledkom postupne pôsobiacich tlakov od vzniku primárneho kremeňa až do dnešných čias. V horninách s „omladeným" kremeňom ide o undulózne prejavy, ktoré nadobudol po rekryštalizácii alebo kryštalizácii v prípade prínosu SiO_2, v dôsledku ďalších horotvorných procesov.

Autor nevylučuje ani ďalšiu alternatívu objasnenia príčin rozdielneho stupňa undulózneho zhášania kremenných zŕn: Môže byť daný pozíciou miesta odberu vzorky vzhľadom na celý masív, miesta silnejšie alebo slabšie postihnuté tektonometamorfnými procesmi a zóny mylonitizácie. Túto alternatívu stavia do úzadia skutočnosť zistená v niektorých vzorkách kráľovohoľského pásma. Tu majú horniny výraznejšie znaky tektonometamorfného postihnutia (veporský typ) ako o poznanie slabšie postihnutý typ Sihla, u ktorého je stupeň undulozity zhodný s ďumbierskym typom. Tento jav sa dá vysvetliť tým, že počas tektonického postihnutia došlo k rekryštalizácii primárneho kremeňa, prípadne k prínosu SiO_2.

Pochopiteľne, veky kremeňa zistené touto metódou majú zatiaľ diskusný charakter. Autor chce týmto spôsobom upozorniť geologickú verejnosť na možnosti aplikácie tejto jednoduchej metódy. Domnieva sa, že by bolo možné dať túto vlastnosť kremeňa po overení petrografmi pracujúcimi v oblasti kryštalinika Západných Karpát do patričného súvisu s genézou granitoidných hornín. Pri petrografickom opise horniny by však bolo potrebné okrem konštatovania stupňa undulózneho zhášania uviesť aj jeho presnejšiu číselnú charakteristiku, udanú jeho výsečou z rezu približne paralelného s osou c. Štatistické spracovanie takýchto údajov z jednotlivých typov granitoidných hornín by podľa názoru autora v úzkej súvislosti s ďalšími petrografickými, geochemickými a geochronologickými metódami prispelo k objasneniu zákonitostí vývoja granitoidných hornín Západných Karpát.

Záverom autor ďakuje dr. Ďurkovičovej, dr. V. Konečnému a dr. J. Lexovi za poskytnutie výbrusov.

Do tlače odporučil J. Kantor

LITERATÚRA

[1] Kantor J., 1959a: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. práce. Zošit 15, Bratislava. — [2] Kantor J., 1959b: Príspevok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. Acta geol. et geogr.

Univ. Comenianae 2, Bratislava. — [3] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické pochody v svetle geochronologického výzkumu veporidného kryštalinika. Geol. práce, Správy 19, Bratislava. — [4] Kantor J., 1964: Je studenecký granit zo západnej časti Nízkych Tatier kriedovou intrúziou? Geol. práce. Správy 31, Bratislava. — [5] Klinec A., 1962: Vzťah kohútskeho kryštalinika ku gemeridám. Geol. práce. Zošit 62, Bratislava. — [6] Klinec A., 1964: Správa o štúdiu alpínskej metamorfózy karpatského kryštalinika. Správy o geologických výskumoch v roku 1963. (2) Slovensko, Bratislava. — [7] Klinec A., 1965: Správa o mapovaní na liste Tisovec. Správy o geologických výskumoch v roku 1964. (2) Slovensko, Bratislava. — [8] Konečný V. —Bagdasarjan G. P.— Vass D., 1969: Evolution of neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute ages. Acta. Geol. Acad. Scien. Hungaricae 13, Budapest. — [9] Lehotský I., 1964: Správa o geologickom mapovaní kryštalinika veporíd v roku 1962— —1963. Správy o geologických výskumoch v roku 1963. (2) Slovensko, Bratislava. — [10] Maier O.—Caulea V., 1968: O noua metoda optica de determinare a virstei relative a granitelor aplicata unor granite din Romania. Dari de Seama ale Sedintelor, LIII/3, (1965—1966), Bucuresti. — [11] Mehech de Hills S.—Corvalán J., 1964: Undulatory extinction in quartz grains of some Chilean granitic rocks of different ages. Geol. Soc. of America Bull., 75/4, New York. — [12] Vrána S., 1964: Správa o mapovaní veporidného kryštalinika JZ od potoka Furmanec. Správy o geologických výskumoch v roku 1963. (2) Slovensko, Bratislava.

Geologické práce, Správy 55 | str. 173—186 | Bratislava | 1970

DIONÝZ VASS*

GENÉZA PIESKOVCOV V OKOLÍ OBCE TACHTY

(3 obr. v texte, 1 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. On the basis of organic remains of some structural and textural elements, the problem of the rise of Chatt-Aquitanian desintegrating sandstones including beds of compact sandstones in Southern Slovakia is treated.

The author concentratee mainly to the explanation of the rise of beds, their rhythmicity, supported by the study of grain packing, calcareousness, variations of thickness and by detail study of sediments in field. Presented are the results of comparison between the properties of South-Slovakian desintegrating sandstones including beds of compact sandstones and the similar Upper-Liassic sandstones in Southern England.

Počas návštevy Anglicka roku 1968 mal som možnosť študovať aj epikontinentálne sedimenty druhohorného veku v Dorsete (južné Anglicko). Vďaka láskavej ochote dr. Johna Hudsona (Department of Geology, The Leicester University) navštívil som útesy pri Burton Bradstock, ktoré ma zvlášť zaujali. Útesy sú budované pieskovcami vrchnoliasového veku. Pieskovce striedaním hrubších rozpadavých polôh s tenšími pevnými pieskovými lavicami (tab. IV, obr. 3) sa už na prvý pohľad podobajú piesčitému súvrstviu chatt-akvitánskeho veku na južnom Slovensku (tab. IV, obr. 2), hlavne vývoju, ktorý som opísal v okolí obce Tachty jv. od Fiľakova (D. Vass 1960, str. 101, 102). Práca Davida K. Daviesa (1967), v ktorej sa zaoberá vznikom lavíc pevného pieskovca uprostred vrstiev rozpadavého pieskovca juhoanglického vrchného liasu, ma priviedla na myšlienku, aby som porovnal obe súvrstvia a pokúsil sa objasniť genézu pieskovcových lavíc v juhoslovenskom chatt-akvitáne a príčinu ich rytmičnosti.

Zvláštny vývoj piesčitých vrstiev si všimli v minulosti viacerí autori, ktorí pracovali na území južného Slovenska a severného Maďarska (J. Noszky 1916, 1940, R. Schwarz 1937, Z. Schréter 1940, I. Ferenczi 1942, F. Szentes 1942, L. Majzon 1942, V. Cilek—M. Plička 1955, D. Vass 1960).

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

Zrnitostné parametre rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov z lokality Tachty

Parametres of the grain distribution of the friable sandstones with benches of the solid sandstones from the locality Tachty

vzor. čís. Sampl. Nr.	P_{10}	P_{90}	Q_1	Q_3	M_d	S_o	S_k
1	0,20	0,08	0,17	0,12	0,12	0,14	1,04
2	0,19	0,09	0,16	0,13	0,14	1,11	1,06
3	0,18	0,07	0,16	0,12	0,14	1,15	0,98
4	0,18	0,06	0,15	0,11	0,13	1,17	0,98
5	0,19	0,07	0,17	0,11	0,14	1,24	0,95

Stratigrafická pozícia

Súvrstvie rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov leží vo vrchnej časti vrstevného komplexu, ktorý starší autori považovali za chatt a oligocén (napr. J. Noszky 1940, V. Čechovič 1952 a i.), neskôr prevládol názor, že ide o akvitán a spodný miocén (T. Buday—I. Cicha—J. Seneš 1958, J. Seneš 1958, J. Cicha 1960 a i.), najnovšie sa presadzuje kompromisné riešenie, podľa ktorého tento vrstevný komplex treba označiť novým stratigrafickým pomenovaním s hodnotou stupňa — egger — a treba ho chápať ako prechodný stupeň medzi oligocénom a miocénom (I. Cicha—J. Seneš—J. Tejkal 1968).

Súvrstvie rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov leží na súvrství slienitých ílov resp. siltovcov a v podloží burdigalských (eggenburg) vrstiev, ktoré sú spravidla reprezentované iba denudačným reliktom pôvodného súvrstvia, a to klastickými bazálnymi vrstvami (hrubozrnné glaukonitické pieskovce až zlepence). V jv. okolí Fiľakova — medzi obcami Belina a Tachty — v podloží rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov ležia slienité svetlohnedé siltovce. Našla sa v nich morská bioasociácia pozostávajúca hlavne z mäkkýšov a foraminifér, aké sa bežne vyskytujú v juhoslovenskom chatt-akvitáne (D. Vass 1960).

Vlastné súvrstvie rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov je tvorené nezvrstvenými pieskovcami, v ktorých sa len sporadicky vyskytujú málo mocné polohy slienitých piesčitých ílov či siltov. Majú žltohnedú farbu, miestami aj sivú, s modrastým nádychom. V ílovitých polohách bola nájdená morská, neveľmi bohatá mikrobioasociácia (porov. E. Vávrová in D. Vass 1960 str. 102). Mocnosť súvrstvia dosahuje okolo 100 m.

V nadloží tohto súvrstvia ležia strednozrnné až hrubozrnné pieskovce s glaukonitom. Obsahujú veľmi chudobnú a stratigraficky nepreukázanú morskú litorálnu bioasociáciu, ale hlavne na základe prítomnosti synvulkanického pyroklastického materiálu sú považované za spodnoburdigalské

(eggenburg), lebo na južnom Slovensku sa vulkanický materiál v terciérnych vrstvách po prvý raz objavuje spolu so spodnoburdigalskou faunou (D. Vass 1960). Na veci nič nemení skutočnosť, že rozpadavé pieskovce chatt-akvitánskeho veku sú spojené postupnými prechodmi s glaukonitickými pieskovcami v ich nadloží, ktoré sú burdigalského veku. Postupné prechody medzi týmito stupňami boli pozorované aj na takých miestach južného Slovenska a severného Maďarska, kde biostratigrafická korelácia je podložená bohatou faunou.

Súvrstvie rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov má obmedzené plošné rozšírenie. Je vyvinuté iba v časti rimavsko-ipeľskej panvy, a to hlavne vo Fiľakovskej vrchovine, čiastočne aj v rimavskej kotline a priľahlých územiach sev. Maďarska. Lokálne prechádzajú do slienitých piesčitých ílov a pieskov (lučenecká a ipeľská kotlina).

Opis rozpadavých pieskovcov s lavicami pevných pieskovcov

Rozpadavé pieskovce s lavicami pevných pieskovcov sú dobre odkryté v okolí Stará a Kostolná Bašta, Večeklov a Tachty. Najväčšie odkryvy, aj keď nesúvislé, sa nachádzajú v hornej časti potoka Gortva, jz. od obce Tachty. Priebeh lavíc pevných pieskovcov nemožno sledovať na väčšiu vzdialenosť, než je rozmer odkryvu. (Dĺžka odkryvu zriedka presahuje 20 m). Lavice pieskovcov, ktorých hrúbka kolíše od 5 do 17 cm, majú na odkryvoch zhruba paralelný priebeh. Detailné štúdium odkryvov a ich vzájomné porovnávanie však nepotvrdilo všeobecne paralelný priebeh lavíc. Laterálne zmeny vzájomného odstupu lavíc dokazujú tieto pozorovania:

a) Na dvoch odkryvoch vzdialených od seba asi 300 m, na ktorých je obnažená tá istá časť súvrstvia, bola meraná vertikálna variácia mocností rozpadavých pieskovcov. Vzdialenosti lavíc pieskovcov sú na oboch odkryvoch rôzne (obr. 1).

b) Subparalelný priebeh lavíc a ich vzájomné spájanie sa možno pozorovať, hoci vzácne, aj na jednom z vyššie spomenutých odkryvov.

Lavice pevného pieskovca nie sú od rozpadavých pieskovcov ostro odlišené. Neostrá hranica na priečnom reze má nepravidelný priebeh (tab. IV, obr. 3). Lavice miestami strácajú súvislý priebeh v horizontálnom smere a na odkryve sa javia ako reťaz bochníkovitých výčnelkov. D. K. Davies (1967) konštatuje podobný zjav aj vo vrchnoliasových pieskovcoch už. Anglicka. Vysvetlenie podáva na trojrozmernej rekonštrukcii lavice, ktorú kreslí ako nepravidelný plochý sieťový skelet (str. 1182, obr. 6). Náhodný rez môže prebiehať tak cez telo skeletu (pieskovec má tvar lavice), ako aj cez telo a oká sieťovej stavby (lavica je v reze nesúvislá).

Rozpadavé pieskovce sú rozčlenené lavicami pevných pieskovcov na polohy mocné niekoľko desať centimetrov (od 24 cm do 172 cm). Vertikálna variácia mocnosti polôh rozpadavých pieskovcov bola sledovaná na dvoch odkryvoch tej istej časti súvrstvia. Jeden z nich bol vysoký 13,6 m a druhý 18,4 m. Na prvom odkryve pozorovať pokles mocnosti smerom k nadloží, na druhom, ktorý poskytuje úplnejší obraz o variácii mocnosti, vidieť pokles mocností aj smerom k podloží (obr. 1).

V pieskovcoch sa okrem mikroorganizmov, ktorých schránky sa nachádzajú vo veľmi vzácnych ílovitých polohách, nenašli nijaké organické zvyšky. Pomerne vzácne, najčastejšie však v pevných pieskovcoch, sa vyskytujú vertikálne, diagonálne i nepravidelne ohýbané červovité kanáliky, ktoré predstavujú stopy po vŕtaných organizmoch (brurrows). V rozpadavých pieskovcoch sú kanáliky širšie a dlhšie. Na ich obvode je rozpadavý pieskovec spevnený podobne ako v laviciach, čím vzniká komínovitý útvar dlhý 20 i viac cm.

Zrnitosť

Pieskovce majú veľmi rovnomernú zrnitosť. Stredná veľkosť zrna (Md*) v rámci jednej vrstvy rozpadavého pieskovca kolíše nepatrne 0,13—0,14. Triedenie (So*) je veľmi dobré. Kolíše v rozmedzí 1,11—1,24. Stredná hodnota So — 1,16. (Pozri obr. 2).

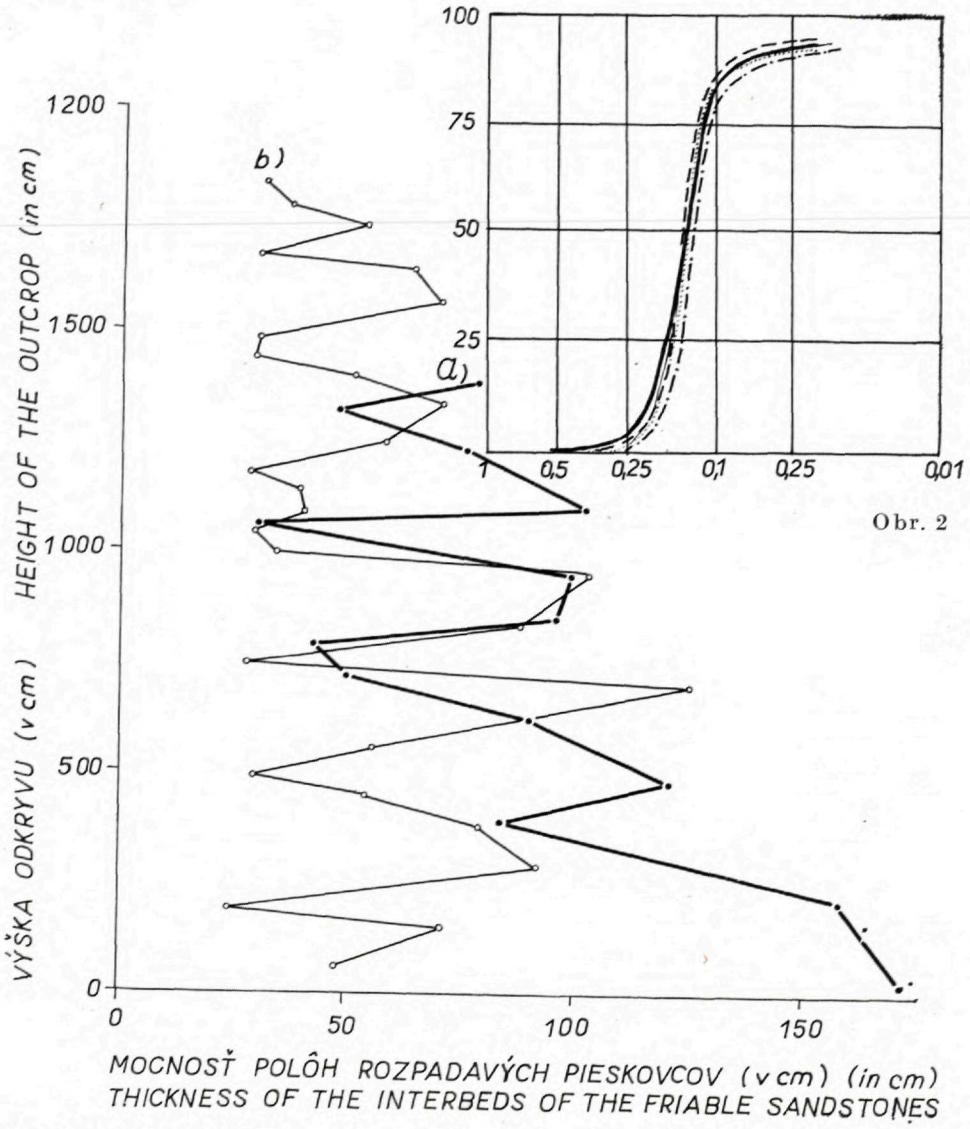
Zrnitostné analýzy boli robené sitovou ($> 0{,}25$ mm) a pipetovou metódou ($< 0{,}25$ mm, N. A. Kačinskij 1958). Zrnitostné analýzy lavíc pieskovcov neboli robené a iba na základe vizuálneho posúdenia výbrusov pevných pieskovcov a umelo spevnených rozpadavých pieskovcov sa konštatovalo, že medzi oboma typmi pieskovcov niet v zrnitosti podstatný rozdiel.

Vápnitosť

Vápnitosť piesčito-pieskovcových vrstiev kolíše v rozpätí 11,01—33,53 % $CaCO_3$. Najnižšie hodnoty vápnitosti majú rozpadavé pieskovce a ich vápnitosť je stála, kolíše v rozmedzí 11,01—11,76 % $CaCO_3$. Ak je tenšia poloha rozpadavých pieskovcov uzavretá medzi dvoma lavicami, hodnota vápnitosti mierne stúpne (15,16 % $CaCO_3$). Obsah $CaCO_3$ v súvislých výrazných pieskovcových laviciach kolíše v rozpätí 23,27 %—33,53 %. Stredné časti lavíc majú vápnitosť okolo 30 %, okrajové časti sú menej vápnité (obr. 3). V nesúvislých laviciach je obsah $CaCO_3$ podstatne nižší ako v súvislých — 13,91 % až 15,61 %. Obsah $CaCO_3$ v intervaloch medzi jednotlivými časťami nesúvislých lavíc (12,71 %—13,36 %) sa blíži vápnitosti polôh rozpadavých pieskovcov.

* Traskove koeficienty.

Obr. 1



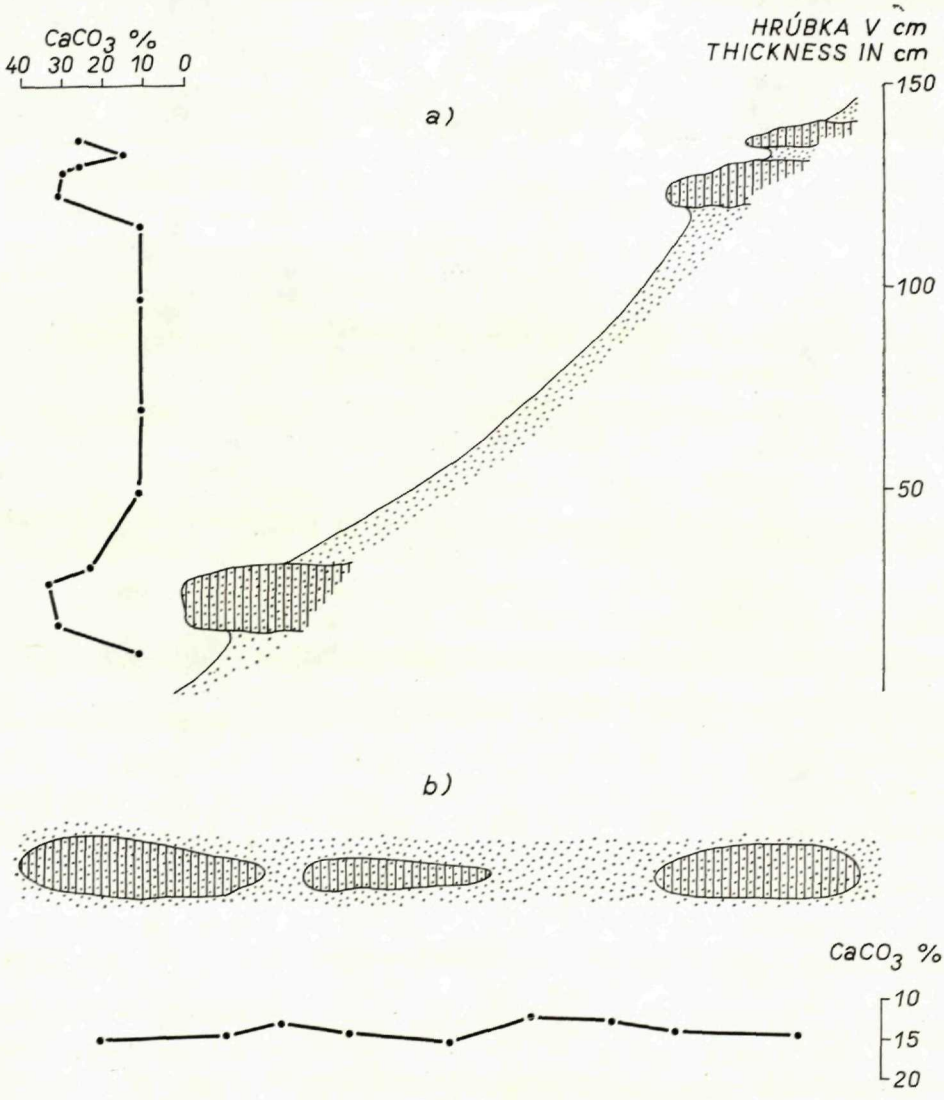
Obr. 2

Obr. 1 Vertikálna variácia mocností polôh rozpadavých pieskovcov: a) Odkryv č. 75 jz. od obce Tachty; b) Odkryv asi 300 m s od odkryvu č. 75

Fig. 1 Vertical variation in the thickness of the friable sandstones: a) Outcrop No 75; SW of the village Tachty; b) Outcrop cca 300 m N of the outcrop No 75

Obr. 2 Zrnitostné krivky študovaných pieskovcov

Fig. 2 Granularity curwes of sandstones studied



Obr. 3 a) Vertikálna variácia $CaCO_3$ v pevných a rozpadavých pieskovcoch; b) Horizontálna variácia $CaCO_3$ v nesúvislej lavici pieskovca

Fig. 3 a) Vertical variation of $CaCO_3$ percentage in the compact and friable sandstones; b) Horizontal variation of $CaCO_3$ percentage in discontinous bench of the sandstone

Mikroskopické štúdium

Petrografické a granulometrické zloženie klastických zŕn rozpadavých pieskovcov a pevných vápnitých pieskovcov, je v podstate totožné. Prevládajú kremenné zrná, prítomné sú kremence, silicity, sľudy, živce, niekedy karbonatizované, granáty a iné nepodstatné akcesórie.

Šupinky sľúd v oboch typoch hornín sú buď priame, alebo ohnuté (najmä dlhšie). Kremenné zrná vápnitých pieskovcov sú korodované.

Oba typy pieskovcov majú drobnozrnno-psamitickú štruktúru. Podstatnejší rozdiel medzi nimi je v obsahu tmelu. Pevné pieskovce majú 37,8 % resp. 32,8 % kalcitového bazálne výplňového tmelu.

Rozpadavé pieskovce majú iba 5,1 resp. 5,8 % kalcitového výplňového tmelu.

S rozdielnym obsahom tmelu pochopiteľne súvisí tesnosť zŕn (packing). Zrná rozpadavých pieskovcov sú hustejšie. Póry voľné i vyplnené tmelom tvoria 25,5 % resp. 28,1 % objemu. U pevných pieskovcov póry vyplnené tmelom a voľné póry tvoria 37,8 % resp. 35,7 % objemu.

Prostredie vzniku súvrstvia

Výskyt morskej mikrofauny v ílovitých medzivrstvičkách dokazuje morský pôvod súvrstvia so zníženou salinitou. Parametre zrnitosti hlavne So poukazujú na sedimentáciu v prostredí s vynikajúcim triedením (pláž). V CM diagrame R. Passegu (1957) sa body charakterizujúce súvrstvie premietajú do okolia poľa priemetov pobrežných sedimentov.

Nezvrstvenosť pieskovcového súvrstvia môže byť podmienená tým, že 1. sedimenty síce boli pôvodne zvrstvené, avšak ich úplne rozrušili bentózne organizmy — infauna (D. C. Rhoads 1967). Túto príčinu nezvrstvenosti v našom prípade môžeme takmer s istotou vylúčiť. Nedostatok organických zvyškov a len ojedinelý výskyt rúrkovitých útvarov (burrows) dokazuje, že vznik sedimentu nebol sprevádzaný vysokou bioaktivitou. 2. Sedimenty vznikli v plytkovodnom prostredí, kde vznik zvrstvenia znemožňovali plytké vlny a kde sa neuplatnili účinky eventuálnych prúdov (J. S. Nagle 1967).

Litifikácia pieskovcových lavíc

Pri riešení otázky, kedy v procese genézy pieskovcov došlo ku litifikácii lavíc, musíme vychádzať z dvoch zistených skutočností: 1. Prítomnosť červovitých kanálikov (burrows) v pieskovcových laviciach, teda stopy aktivity infauny počas sedimentácie s veľkou pravdepodobnosťou vylučujú litifikáciu bezprostredne po usadení litifikovanej polohy. 2. Rozdiel v tesnosti zŕn (packing) litifikovaných pieskovcov na jednej strane a rozpadavých pieskovcov na strane druhej.

Tesnosť zŕn čerstvo usadeného piesku je pomerne slabá. Objem pórov kolíše v rozmedzí 39 až 49 % z celkového objemu podľa triedenia, tvaru, zaoblenia a spôsobu usporiadania zŕn (J. M. Taylor 1950, str. 706). Objem pórov (vápenatý tmel) rozpadavých pieskovcov dosahuje 25,5 % resp. 28,1 % a podstatne sa líši od pórovitosti čerstvo usadeného piesku. V procese sedimentácie sa pôvodná pórovitosť v dôsledku tlaku nadložia zrejme narušila a sediment sa stal hutnejším. Na druhej strane, objem pórov pevných pieskovcov dosahoval pred ich spevnením vápenatým tmelom 37,8 %, čo je pórovitosť veľmi blízka pórovitosti čerstvo usadeného piesku. Z toho vyplýva, že litifikácia pevných pieskovcov sa odohrala skôr, než došlo ku kompakcii stlačením sedimentu, resp. v čase, keď bol sediment stlačený ešte iba veľmi mierne.

D. K. Davies (1967, str. 1 183) na základe hĺbky najmenších eróznych kanálikov a iných eróznych nerovností, ktoré porušujú vrstvy rozpadavého pieskovca, usudzuje, že mocnosť nadložnej vrstvy piesku v čase litifikácie lavice pevného pieskovca nepresahovala 15,2 cm. Pieskovce, ktoré sme študovali my, žiaľ, nie sú zvrstvené a nemáme ani priame dôkazy mocnosti vrstvy piesku nad lavicou v čase litifikácie. Domnievame sa, že mocnosť nadložnej vrstvy bola väčšia než 15 cm, pretože príznaky stláčania sú v našom prípade väčšie (lavice pieskovcov z juhoanglického vrchného liasu mali väčší priemerný objem pórov — 43 %, šupinky sľúd neboli deformované tlakom). Davies sa dokonca pokúsil vypočítať dĺžku obdobia, počas ktorého vznikla 15,2 cm mocná vrstva piesku. Ak je jeho výpočet, vychádzajúci z dĺžky trvania jury podľa údajov absolútnej geochronológie a založený na predpoklade rovnakej časovej dĺžky trvania stupňov, zón v stupňoch a subzón v zónach jury pravdepodobný a ak pripustíme podobnú rýchlosť sedimentácie aj v chatt-akvitánskom mori na južnom Slovensku, môžeme predpokladať, že vrstva piesku, po usadení ktorej sa odohrala podpovrchová litifikácia, sa utvárala vyše 150 rokov.

Príčina rytmickej litifikácie lavíc pieskovca

Litifikáciu lavíc pieskovca spôsobilo vyplnenie pórov a stmelenie zŕn piesku uhličitanom vápenatým. Sústredenie tmeliaceho uhličitanu vápenatého v opakujúcich sa vrstvách možno vysvetliť z niekoľkých hľadísk, žiaľ, ani pre jedno z nich nemáme jednoznačné dôkazy.

Litifikácia pieskovcových lavíc mohla nastať počas sedimentácie alebo po sedimentácii. Možnosť, žeby k nej došlo postsedimentárnym vyluhovaním $CaCO_3$ v pôvodne homogénnom sedimente a obohatením jedných obzorov na úkor iných, vylučujeme z viacerých príčin: a) Rozdielna tesnosť zŕn pieskovcov v laviciach a v rozpadavých polohách, ako sme už spomenuli, dokazuje, že k spevneniu lavíc došlo pred stlačením sedimentu váhou nadložia, teda počas sedimentácie. b) Konštantný obsah $CaCO_3$ v polohách rozpadavých pieskovcov medzi dvoma lavicami, t. j. medzi dvoma maximami obsahu $CaCO_3$. V prípade postsedimentárneho vyluhovania by obsah $CaCO_3$ mal smerom k maximu postupne narastať (porov. A. Hallman, str. 160). c) Vzájomná konfigurácia lavíc, ich spájanie a štiepanie (bifurkácia).

Litifikácia pieskovcových lavíc sa musela odohrať počas sedimentácie a príčiny jej rytmičnosti treba hľadať v periodických synsedimentárnych zmenách *vzájomného pomeru $CaCO_3$ a detritu počas sedimentácie* a *zmenách faktorov, od ktorých závisí rozpustnosť $CaCO_3$ v morskej vode.*

Zmena pomeru $CaCO_3$ a detritu mohla nastať na úkor jednej alebo druhej zložky. Obsah $CaCO_3$ mohol najskôr kolísať v dôsledku klimatických zmien. Táto príčina vzniku rytmičnosti by mohla prísť do úvahy, ak by sa periodické zmeny klímy prejavili v regionálnom meradle. V skutočnosti je rytmičnosť vyvinutá iba na obmedzenom území a v laterálnych ekvivalentoch študovaného pieskovcového súvrstvia neboli zistené žiadne následky periodických výkyvov. D. K. Dawies (1967) považuje za rozhodujúceho činiteľa rytmickej litifikácie pieskovcov vrchného liasu v Dorsete kolísanie množstva prinášaného detritu za stabilného prínosu $CaCO_3$ v roztoku. Predpokladá, že príčinou toho sú dve skutočnosti: a) Tektonické pohyby periodicky ovplyvňujúce znosovú oblasť; túto možnosť považuje za málo pravdepodobnú, najmä pre priestorove obmedzený vývoj rytmičnosti (oscilácia znosovej oblasti by sa mala uplatniť regionálnejšie). b) Vnútropanvové sedimentačné pochody. Depozícia sedimentov nie je nikdy v celej panve rovnomerná. V dôsledku vlnenia a vplyvov rôznych prúdov množstvo prinášaného detritu kolíše aj v jednotlivých zónach panví, nevynímajúc ani pásmo sedimentácie piesku v plytkom morskom prostredí (napr. v litorálnej zóne Mexického zálivu. „Prestávka alebo významný pokles rýchlosti usadzovania detritu mali za následok obohatenie sedimentu o $CaCO_3$ blízko stykovej plochy voda-sediment a tiež poskytli karbonátu čas k litifikácii." (D. K. Dawies l. c. str. 1185).

Dawiesovo vysvetlenie možno prijať ako jednu alternatívu genézy rytmickej litifikácie juhoslovenských pieskovcov. Núkajú sa nám aj ďalšie alternatívy vyplývajúce z možnosti rytmicky opakovaných zmien aspoň jedného z faktorov, od ktorých závisí rozpustnosť $CaCO_3$ v morskej vode (teplota, pH, parciálny tlak CO_2, koncentrácia iných solí; P. E. Cloud 1962, E. Ingerson 1962, J. C. Hindman 1943, R. Revelle 1934, P. K. Weyl 1959, S. Gazda 1965)*. Pri vytváraní sa týchto pieskovcov mohla najskôr kolísať teplota a koncentrácia solí, resp. pH. Rozpustnosť $CaCO_3$ veľmi citlivo reaguje hlavne na výkyvy teploty. Klimatické zmeny ako príčinu zvýšeného prínosu $CaCO_3$ do sedimentačného bazénu sme síce odmietli, ale periodické zmeny teploty vodného prostredia možno teoreticky pripustiť za predpokladu špeciálnych paleogeografických podmienok — záliv, v ktorom mohlo dochádzať periodicky k zmenám teploty vodného prostredia. Mimo zálivu sa zmeny teploty neprejavili, aspoň do tej miery nie, aby ovplyvnili zrážanie $CaCO_3$. V zálive okrem kolísania teploty mohlo dochádzať aj ku kolísaniu salinity. Zmenami salinity sa menila koncentrácia solí, prípadne i pH a tým tiež rozpustnosť $CaCO_3$.

* Jednu z najčastejších príčin zmien vyššie uvedených faktorov — zmenu hĺbky bazénu, musíme v danom prípade vylúčiť, lebo zmeny hĺbky by sa mali prejaviť aj na iných vlastnostiach sedimentu (zrnitosť, textúry a pod.), čo však v študovaných pieskovcoch nepozorovať.

Slabinou alternatívy vzniku rytmickej litifikácie v zálive je skutočnosť, že nie všetky vlastnosti pieskovcov ju potvrdzujú. Na jednej strane faunistický obsah pieskovcov ich možnosť vzniku v zálive, oddelenom od voľného mora, so samostatným tepelným i chemickým režimom, potvrdzuje, na druhej strane však nezvrstvenosť sedimentu podmienená aktivitou plytkých vĺn je netypická pre zálivové fácie.

Porovnanie juhoslovenských pieskovcov s pieskovcami z Dorsetu

Súvrstvie rozpadavých pieskovcov s lavicami vápenatých pieskovcov chattakvitánskeho veku (egger) na južnom Slovensku má popri vonakjšej podobnosti s vrchnoliasovými pieskovcami z Dorsetu ďalšie spoločné znaky: 1. chudobný obsah morských organických zvyškov; 2. výskyt červovitých kanálikov organogénneho pôvodu (burrows); 3. subparalelný priebeh lavíc, zmeny vzájomnej vzdialenosti a spájanie sa dvoch lavíc resp. bifurkácia lavíc; 4. nepravidelný spodok i povrch lavíc; 5. stabilný obsah $CaCO_3$ vo vrstvách rozpadavých pieskovcov; vápnitosť pieskovcových lavíc porovnávaných súvrství je približne rovnaká; 6. rozdielna tesnosť usporiadania zŕn (packing) v rozpadavých a pevných pieskovcoch.

V niektorých vlastnostiach sa však porovnávané súvrstvia líšia: Juhoslovenské pieskovcové súvrstvie (v oblasti Tachty) 1. nemá vrstevnatosť; 2. mocnosti rozpadavých pieskovcov aj lavíc sú v priemere menšie a ich mocnosť sa zmenšuje tak k báze, ako aj k stropu; 3. stredná veľkosť zŕn je väčšia, stupeň triedenia lepší; 4. priemerný obsah tmelu a pórov v laviciach pieskovca je nižší; 5. lupienky sľudy sú ohnuté resp. nalomené tak v rozpadavých, pieskovcoch, ako aj v lavicovitých.

Porovnávané pieskovce vznikli v pribrežných plytkých morských oblastiach, avšak za rozličných dynamických podmienok. Juhoslovenské nezvrstvené pieskovce vznikli v litorále, v zóne aktivity plytkých vĺn, zatiaľ čo vrchnoliasové zvrstvené pieskovce z Dorsetu vznikli v lagúne, resp. na bare alebo na vonkajšej strane baru (D. K. Davies l. c.).

Litifikácia lavíc pieskovca nastala za približne rovnakých podmienok, relatívne krátko po usadení, skôr než by sa nad litifikovanou polohou usadila vrstva schopná svojou váhou vyvolať podstatnú zmenu tesnosti zŕn (packing) voči sedimentovanému a nestlačenému piesku. Mierne zvýšená tesnosť a tlakové deformácie lupienkov sľúd v laviciach pieskovcov z již. Slovenska dokazujú, že ich litifikácia prebiehala po usadení mocnejšej vrstvy, resp. vo väčšej hĺbke než v pieskovcoch z Dorsetu. Domnievame sa, že aj príčina rytmickej litifikácie v oboch súvrstviach bude rovnaká, t. j. kolísanie množstva sedi-

mentovaného detritu pri stabilnom prínose a vyzrážaní $CaCO_3$, podmienené vnútropanvovými sedimentačnými pochodmi.

V prípade juhoslovenských pieskovcov nemôžeme úplne vylúčiť ani ďalšiu možnú príčinu litifikácie: *periodické zmeny teploty resp. salinity vodného prostredia*, čo by však znamenalo pripustiť existenciu špeciálnych paleogeografických podmienok.

Do tlače odporučil R. Marschalko

LITERATÚRA

[1] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1958: Vzťahy spodného miocénu rakouské a bavorské molasy, jihovýchodní Moravy a vnitrokarpatských pánví. Věstník ÚÚG 33, Praha. — [2] Cicha I. — Seneš J. — Tejkal J., 1967: Grundsätze der chronostratigraphischen Einteilung und Aufstellung von Neostratotypen ... Geolog. zborník, Geologica Carpatica 18/1, Bratislava. — [3] Cicha I. — Seneš J., 1968: Sur la position du Miocéne de la Paratéthys centrala dans le cadre du Tertiaire de l' Europe. Geolog. zborník, Geologica Carpatica 19/1, Bratislava. — [4] Cilek V. — Pličká M., 1955: Geologické poměry oligocénu v širokém okolí Rim. Soboty na JV Slovensku. Sborník ÚÚG 22, Praha. — [5] Čechovič V., 1952: Geologia juhoslovenskej panvy. Geol. práce, Zošit 33, Bratislava. — [6] Davies D. K., 1967: Origin of Friable Sandstone- Calcareous Sandstone Rhytmus in the Upp. Lias of England. Journal Sedim. Petrology 37/4, Tulsa. — [7] Ferenczi I., 1942: Újabb adatok az Ipoly-medencze földtani viszonyainak smeretéhez. Magy. Áll. földt. intézet évi jelentése, Budapest. — [8] Gazda S., 1965: Rozpúšťacia schopnosť vody a jej význam pri tvorbe chemizmu podzemných vôd a roztokov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Hallam A., 1964: Origin of the limestone — shale rhythm in the Blue Lias of England .... Journal of Geology 72/2, Chicago. — [10] Kačinskij N. A., 1958: Mechaničeskij i mikroagregatnyj sostav metody jego izučenija. Izd. AN SSSR, Moskva. — [11] Nagle J. S., 1967: Wave and current orientation of shells. Journal of Sedim. Petrology 37/4, Tulsa. — [12] Noszky J., 1916: Mátrától északra levó dombos vidék földtani viszonyai. Magy. áll. földt. intéz. évi jelentése, Budapest. — [13] Noszky E., 1940: Das Cserhát-Gebirge. Geologische Beschreibung ungarischer Landschaften, Budapest. — [14] Passega R., 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 41, Tulsa. — [15] Rhoads D. C., 1967: Biogenic Reworking of Intertidal and Subtidal Sediments in Barmstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusset. Journal of Geology 75/4, Chicago. — [16] Schréter Z., 1940: Nagybátony környéke. Magyar Tájék Földtani leirása 2, Budapest. — [17] Schwarz R., 1937: Příspěvek ku geologii okolí Fiľakova. Věstník Štát. geol. ústavu 13, Praha. — [18] Szentes F., 1942: Jelentés Pétervására és Salgótarján közötti területen végzett részletes földtani felvételekről. Magy. áll. földt. intézet évi jelentése, Budapest. — [19] Taylor J. M., 1950: Pore- space reduction in sandstones. Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 34, Tulsa. — [20] Vass D., 1960: Správa o geolog. mapovaní vých. od rieky Ipeľ. Geol. práce, Správy 18, Bratislava.

ORIGIN AND RHYTHMIC BEDDING OF SANDSTONES IN SOUTH SLOVAKIA AND THEIR CORRELATION WITH SANDSTONES OF SOUTH ENGLAND

(Summary of the Slovak text)

The sandstone complexes of South Slovakia (Chatt-Aquitanian and or Eggerian) are very similar to the sandstones in the country of Dorset in southern England (Upper Lias). The striking similarity consists in that the beds of solid sandstone repeat rhythmically, jutting out from the layers of friable sandstone (Pl. IV figs. 1—3). This external appearance induced the author to compare the two complexes in more detail and to investigate into the genesis of sandstone beds and the rhythmic deposition of the Chatt-Aquitanian sandstone complex in South Slovakia. The attainment of this objective was greatly facilitated by D. K. Davies' detailed study (1967) of Upper Lias sandstone beds in southern England and of their genesis.

The detailed examination of the South Slovakian sandstones from the environs of Tachty near Fiľakovo and the comparison with D. K. Davies' (l. c.) observation have shown that the two sandstone sequences resemble in the two following features:

(1) Rhytmic repetition of thin sandstone beds and thicker layers of friable sandstones. The beds are 5—17 cm thick, the layers of friable sandstone 24—172 cm (Fig. 1). The two kinds of sandstone are of the same grain-size.

(2) Small content of marine fossils. The following foraminifers have only been found in the clay intercalations: *Textularia* sp., *Entosolenia marginata* (Montagu), *Uvigerina* cf. *pygmea* Orbigny, *Trifarina* sp., *Bolivina dilatata* Reuss, B. cf. *nobilis* Hantken, *Cassidulina oblonga* Reuss, *Pullenia bulloides* (Orbigny), *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Cibicides dutemplei* (Orbigny), *C. Boueanus* (Orbigny), *Nonion communis* (Orbigny), *N. soldanii* (Orbigny), *Globigerina bulloides* Orbigny, *Rotalia beccarii* (Linné); see E. Vávrová in D. Vass 1960, p. 102. Vermicular forms of organogenic origin (burrows) also occur. They have been found especially in sandstone beds but the tubes occasionally pass from friable sandstones into sandstone beds.

(3) Subparallel course of beds. Some beds conjoin to a great distance, as can sporadically be seen in outcrops. The spacing of beds in two outcrops about 300 m apart is different.

(4) The upper and lower bed surfaces are irregular.

(5) Stable $CaCO_3$ content in friable sandstones in vertical direction. It varies from 11.0—11.76 per cent; a thin interlayer between two sandstone beds has an increased content of $CaCO_3$ — 15.16 per cent. The beds of solid sandstone contain about 30 per cent $CaCO_3$ (from 23.27 to 33.53 per cent, dropping below 25 per cent in only one analysis; Fig. 3). The impersistent beds are poorer in $CaCO_3$ i. e. 13.91—15.61 per cent; the intervening parts of rocks have 12.71—13.36 per cent $CaCO_3$.

(6) Differences in packing of grains between the friable and solid sandstones. Open and cemented pores occupy 25.5 up to 28 volume per cent in beds of friable sandstones and 35.7 to 37.9 per cent in solid sandstones.

The two sandstone complexes, however, differ in some features. The sandstones of South Slovakia show the following specific properties:

(1) Neither the friable nor the solid sandstones are bedded. The bedding was not disturbed secondarily by the activity of organisms — infauna; an intensive bioactivity

can also be excluded with regard to the lack of fossil fauna. The absence of bedding is due most probably to the character of depositional environment. The material was laid down in a zone of shallow-wave activity, the dynamics of which makes the development of bedding impossible (cf. J. S. Nagle 1967).

(2) The thickness both of friable and solid sandstones is smaller on the average and the thickness of the layers of friable sandstones diminishes both up and downwards (Fig. 1).

(3) The mean grain-size (Md*) is larger, varying very slightly within one layer of friable sandstone (0.13—0.14). Sorting (So*) is better and in layer of friable sandstone ranges from 1.11 to 1.24. The mean value of So is 1.16 (Pl. IV, + text-fig. 2).

(4) The average content of cement and pores in solid sandstones is lower.

(5) The mica flakes are bent or half-broken, both in solid and friable sandstones.

The differences in grain-size and sorting, as well as the absence of bedding in the sandstones of South Slovakia prove that these rocks formed under the same littoral conditions as the Upper Lias sandstones of southern England but in a zone of different dynamic mechanism. The South Slovakian sandstones were deposited in a zone of shallow-wave activity, which produced a good sorting but prevented the development of lamination or bedding. The lack of fossils and the composition of poor foraminiferal biocoenosis indicate decreased salinity of the environment. The sandstones of southern England originated in the „barrier bar, bar and laggon environments (D. K. Davies l. c.).

The lithification of sandstone beds occurred under very similar conditions. It did not follow immediately after deposition (as evidenced by extensive burrowing — syngenetic activity of infauna) but relatively soon afterwards, before the bed deposited was buried by material of satisfactory thickness and weight to produce a substantial change in packing of the sand grains. The moderately increased paking and pressure deformations of mica flakes in the sandstone beds of South Slovakia provides evidence that their lithification occurred after the deposition of a bed of greater thickness, i. e. at a greater depth than the lithification of the Dorset limestones. In our opinion, the cause of the rhytmic character of the two complexes was probably the same — a varying amount of detritus being deposited at a constant supply of $CaCO_3$, resulting from the intrabasinal sedimentary processes.

It is not fully excludible that the lithification of South Slovakian sandstones might have been controlled by the periodical changes in temperature. In that case, however, special palaeogeographicalconditions must be admitted.

Preložila H. Zárubová

* Trask's coefficients

Vysvetlivky k tabuľke IV

Explanation of Plate IV

Obr. 1 Rytmické striedanie pevných a rozpadavých chatt-akvitánskych pieskovcov — odkryv JZ od obce Tachty (južné Slovensko)

Fig. 1 Rhytmic alternation of the friable and compact sandstones Chatt-Aquitanian in age — outcrop SW of the village Tachty (Southern Slovakia)

Obr. 2. Nepravidelný tvar pieskovcových lavíc

Fig. 2. Irregular shape of the benches of the compact sandstone

Obr. 3 Rytmické striedanie pevných a rozpadavých vrchnoliasových pieskovcov — útesy pri Burton Bradstock (Dorset, Anglicko)

Fig. 3 Rhytmic alternation of the friable and compact sandstones Upper Liaslic in age — Burton Bradstock (Dorset, England)

Geologické práce, Správy 55 | str. 187—201 | Bratislava | 1971

HELENA PESLOVÁ*

VÝSKYT A CHARAKTERISTIKA TILLOIDNÍCH SLEPENCŮ V ISTEBŇANSKÝCH VRSTVÁCH
(Moravskoslezské Beskydy)

(1 obr. v textu, anglické résumé)

Abstract. The Istebná beds are characterized by the presence of tilloid conglomerates conspicuous owing to their dark colour and pebble material of varied petrographic composition. The present article constains description of their occurrences in Moravian-Silesian Beskydy Mts., their granulometric, pebble and matrix compositions.

Úvod

Istebňanské vrstvy představují na našem území až 1000 m mocný, litologicky výrazný člen slezské série vnějších flyšových Karpat. Spočívají na svrchních godulských vrstvách; směrem do nadloží se z nich vyvíjejí vrstvy podmenilitové. Stratigraficky spadají do svrchní křídy a spodního paleocénu.

Tilloidní slepence se v istebňanských vrstvách objevují ve všech stratigrafických úrovních a to jak v pískovco-slepencových, tak i břidličných pruzích. Nejnápadnější a současně i nejmocnější polohy se vyskytují ve studované oblasti v bazální části istebňanských vrstev. Mocnost poloh tilloidních slepenců je velmi variabilní; byly zjištěny v mocnosti od 10 cm do 600 cm.

V předkládané práci jsou shrnuty výsledky studia tilloidních slepenců istebňanských vrstev v povodí Ostravice a Rožnovské Bečvy v oblasti Moravskoslezských Beskyd (listy 1:25 000 Horní Bečva a Bílá) z let 1966 až 1969.

Popis výskytů tilloidních slepenců

Tilloidní slepence, vyskytující se ve zkoumané oblasti, byly studovány v těchto profilech: Čeladenka—Mezivodí, Červík, Velký potok, Ostravice a v lomu Mečůvka.

* Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, Kamenomlýnská 581

a) *Lokalita Čeladenka 1*: odkryv v potoku, 500 m zjz. od k. 830,2. Na bázi istebňanských vrstev vystupuje asi 6 m mocná poloha slepenců s valouny proměnlivé velikosti od drobných do velikosti bloků, uložených v tmavé nevápnité, jílovito-písčité základní hmotě. (Obsah těžkých minerálů základní hmoty: zirkon 35,3 %, granát 33,5 %, turmalín 11,2 %, rutil 10,0 %, apatit 9,4 % a anatas 0,6 %. Z neprůhledných těžkých minerálů je přítomen hojně pyrit a limonit, ze slíd se vyskytuje biotit, muskovit a chlorit.) Slepence jsou silně zvětralé, valouny se snadno rozlamují. Ve valounovém materiálu do 5 cm je výrazná převaha křemene, ve valounech nad 5 cm převládají vápence a dolomity, dále slepence, pískovce a siltovce. Jiné horninové typy jsou zastoupeny podřadně (biotiticko-muskovitická žula, amfibolická žula, křemenný diorit, granulit, tmavé krystalické břidlice a pelosiderit). Vedle valounů jsou zastoupeny i bloky většinou dokonale opracované o velikosti až 70 cm; vápnitý dolomit (67 % dolomitu, 20,4 % kalcitu), pískovce několika typů, vápencová brekcie tmavošedého a světlešedého vápence, světlešedá žula, tmavošedá biotitická žula. Pískovce se svým obsahem granátu v poměru k zirkonu podstatně liší od pískovců istebňanských vrstev (41,9 : 26,3 a 68,9 : 2,5). Dále jsou velmi hojné útržky černošedých jílovců o max. velikosti 60 cm (nebyly zahrnuty do valounové analýzy).

b) *V nadloží lokality Čeladenka 1*, v prvním pískovco-slepencovém pruhu u k. 714,9 vystupuje tilloidní slepenec o mocnosti 2 m. V tmavé jílovito-písčité základní hmotě převládají valounky křemene většinou bílého, dokonale opracované o velikosti do 1 cm. Ojediněle přistupují větší valouny do 10 cm, opracované až dokonale opracované, tvořené krystalinikem (např. žulový porfyr, granulitická rula) a velmi ojediněle uhličitanovými horninami. Dále jsou přítomny neopracované bloky modrošedého, jemnozrnného, vápnitého pískovce (10.30 a 10.60 cm). Nad slepencovou polohou je 100 cm šedých, jemně písčitých jílovců s několika čočkami jílovcového pelosideritu (max. 2.20 cm) a dvěma čočkovitě vykliňujícími polohami tilloidního slepence o síle 8 a 15 cm.

c) *V nejvyšším pískovco-slepencovém pruhu u Mezivodí* byla zastižena vložka 18 cm šedého siltovce hojně tmavošedě nepravidelně laminovaného, ve spodních 10 cm s nepravidelnými smouhami tmavošedého jemně až hrubě zrnitého, měkkého pískovce s ojedinělými valounky křemene. Podle granulometrické analýzy měkký pískovec ve frakci pod 2 mm obsahuje 68,2 % arenitu, 19,4 % siltu a 12,4 % lutitu a zařazuje se k lutitosiltovému arenitu. Střední průměr zrna je 0,2 mm, koeficient vytřídění 2,6. Zrna od frakce 0,5 mm nahoru jsou poloopracovaná a opracovaná, u frakce 0,25—0,5 mm neopracovaná až poloopracovaná. V pískovci byl zjištěn tento procentuelní obsah těžkých minerálů: zirkon 37,9 %, granát 43,1 %, turmalín 11,4 %, rutil 4,3 % a apatit 3,3 %. Z neprůhledných těžkých minerálů je velmi hojný pyrit, ze slíd je přítomen muskovit a biotit. Petrografickým vzhledem, obsahem těžkých minerálů i způsobem opracování klastických zrn lze tuto polohu zařadit k tilloidním slepencům jemnější frakce.

d) *V nejvyšší břidličné poloze u Mezivodí* byly zjištěny tři polohy tilloidních slepenců. První až 13 cm mocná obsahuje tmavošedý středně až hrubě zrnitý pískovec s vtroušenými většími valounky křemene. Granulometrická analýza frakcí pod 2 mm vykazuje obsah arenitu 75,7 %, siltu 9,1 % a lutitu 15,5 % což zařazuje vzorek k lutitovému arenitu. Střední průměr zrna je 0,34 mm a koeficient vytřídění 2,5. Část zrn ve frakci nad 0,5 mm vykazuje opracování. Z těžkých minerálů pískovec obsahuje: zirkon 43,6 %, granát 30,4 %, turmalín 13,2 %, rutil 10,5 % a apatit 2,3 %. Z neprůhledných těžkých minerálů je hojný pyrit.

Po 60 cm černošedého jílovce nasedá druhá, 70 cm mocná poloha hrubozrnného pískovce s neopracovannými valounky křemene do 2 cm, valouny pelosideritu a útržky jílovce

až 20 cm velkými. Dále následuje čočka 0—6 cm šedého siltovce tmavošedě laminovaného a 130 cm černošedých, proměnlivě písčitých jílovců.

Nad nimi je třetí poloha 60 cm mocná tvořená tmavošedým silně písčitým jílovcem s nepravidelnými hnízdy drobně slepencovými. Valounky tvoří křemen (až 2 cm), siltovce (až 4 cm) a pelosiderit. Ve vlastních jílovcích se žlutozelenými síranovými výkvěty se rovněž vyskytují vtroušené valounky křemene.

Profil potokem Červík

a) *Lokalita Červík 1*: odkryv v levém nárazovém břehu potoka v blízkosti k. 566,0. Na bázi istebňanských vrstev vystupuje 6 m mocná slepencová poloha silně zvětralá s hojnou tmavou jílovito-písčitou základní hmotou. (Obsah těžkých minerálů základní hmoty: zirkon 45,5 %, granát 28,6 %, turmalín 15,9 %, rutil 9,5 %, apatit 0,5 %. Z neprůhledných těžkých minerálů je hojně zastoupen pyrit, méně limonit. Ze slíd je hojněji přítomen biotit.)

Stejně jako na lokalitě Čeladenka 1 je ve valounovém materiálu o velikosti do 5 cm výrazná převaha křemene, ve valounech nad 5 cm převládají vápence a žuly (20—50 cm), dále jsou přítomny granulity, ruly a tmavošedé droby.

Ve srovnání s lokalitou Čeladenka 1 obsahují tilloidní slepence na lokalitě Červík 1 méně valounového materiálu.

b) *Další lokalita na potoce Červíku* vystupuje asi 30 m v nadloží lokality Červík 1. 120 cm poloha tilloidního slepence je tmavošedá s valounky bílého křemene (průměrně 1 cm), šedého křemene, siltovců, černých rohovců a jemnozrnné ruly. Dále se vyskytuje bochník tmavošedého jílovcového pelosideritu (50-15 cm) a dva útržky tmavošedého jílovce (3-15 cm). Nad tilloidním slepencem spočívá 1 m tmavošedých, proměnlivě písčitých jílovců slabě vápnitých (kalcit 6,5 %, dolomit 0,92 %).

c) Po přerušení v *délce 20 m jsou odkryty* v mocnosti 1 m proměnlivě písčité tmavošedé až černošedé jílovce se třemi nepravidelně nadouvajícími a místy až úplně vykliňujícími polohami šedého, jemnozrnného pískovce, které dosahují mocnosti až 15 cm. Jílovce jsou nepravidelně vlnitě laminované světlešedým siltovcem. Na ně nasedá asi 2,5 m mocná poloha drobnozrnného slepence zvětralého s velmi hojnými valounky bílého křemene do 8 mm a s hojnými útržky černošedých písčitých jílovců o velikosti 1—7 . . 5—80 cm, které jsou většinou téměř rovnoběžně uspořádány se směrem vrstev. Z těžkých minerálů základní hmota slepence obsahuje 38,5 % zirkonu, 36,9 % granátu, 14,7 % turmalínu, 5,7 % rutilu a 4,2 % apatitu. Z neprůhledných těžkých minerálů je velmi hojný pyrit, méně limonit.

d) Výše v profilu bazálního pískovco-slepencového pruhu byly zjištěny další 4 polohy tilloidních slepenců. V prvních třech, dosahujících mocnosti až 2 m, převládají v tmavošedé jílovito-písčité základní hmotě výrazně valounky bílého a šedého křemene o velikosti do 2 cm. Ve valounech do 5 cm se objevují pleťové vápence (jurské), šedé vápence, siltovce, křemité pískovce, tmavé rohovce, světlešedé slínovce, pelosiderity (až 30 cm) a přeměněný šedozelený diorit (10.10 cm). Většina valounů vykazuje dobré opracování, pouze některé jsou opracovány nedokonale.

V nejsilnější, 4 m mocné poloze opět převládají bílé křemeny (až 5 cm), z dalších valounů o velikosti až 20 cm převládají vápence (světlešedé, tmavošedé celistvé, tmavošedé zrnité, světlešedé organogenní). Dále jsou přítomny tmavošedé siltovce, černé rohovce, pelosiderity, světlešedé kvarcity a blíže neurčitelné krystalinikum. V jednom valounu zjištěn slepenec s valouny křemene a vápence. Ve slepencové poloze jsou i velké útržky tmavých jílovců až 50.150 cm. Uprostřed tilloidní polohy vystupují v 1 m mocné

stratigrafické vložce tmavé jílovce obsahující drobnější a méně hojné valouny stejné petrografické povahy jako v okolním slepenci.

Profil Velkého potoka

V profilu Velkého potoka vystupuje několik neúplně odkrytých až 6 m mocných poloh tilloidů. Jejich základní hmota je tvořena černošedým jílovitým siltovcem až pískovcem. Ve dvou vzorcích základní hmoty byl zjištěn tento procentuelní obsah těžkých minerálů: zirkon 40,2 a 34,6 %, granát 27,4 a 30,9 %, turmalín 19,6 a 3,1 %, rutil 11,1 a 27,9 %, apatit 1,7 a 3,6 % a anatas 0,0 a 0,6 %. Z neprůhledných těžkých minerálů je velmi hojný pyrit, v prvém vzorku i limonit.

Ve slepenci opět převažují dobře opracované drobné valounky bílého a šedého křemene, dále jsou přítomny černé, ojediněle i červené rohovce, vápence (až 10 cm, světlošedé a šedé, hnědošedý, organogenní, světlešedý zrnitý), pískovce (až 10 cm, křemité, jemně až středně zrnité), pelosiderity (až 50 cm), granulit, křemenný diorit hydrothermálně přeměněný. Dosti časté jsou drobné nebo až 2 m velké útržky černošedých jílovců a lávkovitých siltovců laminovaných.

Profil v zářezu nové silnice j. od Starých Hamrů u osady Říky

V přímém nadloží drobně rytmických svrchních godulských vrstev vystupují v mocnosti asi 6 m tmavošedé jílovce se silnou příměsí siltu, s ojedinělými nepravidelně rozmístěnými čočkami šedých siltovců (až 5 cm) a vzácně též s volně vtroušenými valouny bílého a šedého křemene (1—2 cm, max. 5 cm). Obsahují i několik nepravidelných poloh (bloků až 50 cm) tmavošedého jílovitého slepence měkkého, drobivého s valouny bílého a šedého křemene (až 2 cm) a útržky tmavošedých jílovců. V bloku (20.20.5 cm) je přítomna biotitická zvětralá žula a pelosiderit (10.15 cm). Celá poloha představuje skluzovou sedimentaci s tilloidními slepenci.

Výše vystupují v mocnosti kolem 30 m siltové tmavošedé jílovce, ve spodní části bez odlišných vložek, ve svrchní části s drobnými i většími bochníky pelosideritu (2—25 cm). Celá jílovcová poloha je uprostřed přerušena přítomností několika skluzových těles tilloidních slepenců (120—300—450 cm). V základní hmotě tmavošedých tilloidních slepenců se vyskytují drobné valounky bílého a šedého křemene (1—2 cm, vzácně až 6 cm) a podřadně černého rohovce. Ve větších valounech a někdy i blocích vystupují: křemen (10.5 cm), aplit (12.8 cm), jemnozrnná žula (14.7, 35.23, 4.3 cm), biotitická hrubozrnná žula (6.4, 9.6 cm) granulit (8.5 cm), rula (3.4 cm), šedý vápenec 4.3.3 cm), jemnozrnný vápnitý pískovec (6.3, 70.35 cm), jemnozrnný nevápnitý pískovec (50.20 cm), pelosiderit (5.3 cm), vápnitý pelosiderit obrněný křemennými valounky (20.12 cm), drobnozrnný slepenec s dokonale opracovanými drobnými valouny křemene (21.9 cm), hrubozrnný slepenec s valouny až 10 cm křemene a žuly (40.30 cm), kvarcit (4.4 cm), útržky tmavošedých jílovců (12.3, 25.5, 24.5, 28.8, 85.200 cm). Mezi skluzovými tělesy jsou siltové tmavošedé až černošedé jílovce s podřadnými siltovci (až 1 cm), jílovcovými pelosiderity (1—3 cm) a lávkami 1 až 6 cm (výjimečně 12 cm) jemnozrnných, hnědě zvětrávajících pískovců mírně vlnitě až paralelně laminovaných, někdy s hojnou uhelnou sečkou.

Výše v profilu se objevují dvě dislokace mezi nimiž jsou od podloží do nadloží vyvinuty: 1,5 m tmavošedé jílovce na něž ostře nasedá 1 m drobnozrnného slepence. V ostré hranici opět nasedá tilloidní slepenec tmavošedý s útržky jílovců o rozměrech 100.10 a 250. 70 cm. Obsahuje valouny průměrné velikosti 2 cm, vzácně až 5 cm, vyjímečně 10 a 25 cm. Ve větších valounech byly zjištěny převážně šedé vápence. V nadloží vystupují tmavošedé proměnlivě siltové jílovce výrazně rezavě ovětrávající.

Odkryv v zářezu silnice jv. od Starých Hamrů, ve stráni nad silnicí, u k. 504,9

V prvním pískovco-slepencovém pruhu je tilloidní slepenec odkryt v mocnosti 200 cm. V základní hmotě jsou poloopracované až opracované valounky (0,2—2 cm) většinou bílého křemene. Větší, ojedinělé valouny (až 25 cm) tvoří dolomitický jílovec (kalcit 9,9 %, dolomit 37,0 %) obalený písčitou kůrou, kalciticko-dolomitický jílovec (kalcit 31,9 %, dolomit 33,3 %), detritický vápenec těšínského typu (kalcit 85,6 %, dolomit 5,0 %), siltovec, pelosiderit, křemen, drobnozrnná žula. Dále jsou přítomny ploché útržky až 30 cm tmavošedých písčitých jílovců, nepravidelně zprohýbaných a nepravidelně rozptýlených v jílovito-písčité základní hmotě. Základní hmota obsahuje z těžkých minerálů zirkon (32,2 %), granát (33,0 %), turmalín (24,3 %), rutil (7,0 %) a apatit (3,5 %). Z neprůhledných těžkých minerálů je velmi hojný pyrit.

Odkryv v lomu Mečůvka

Ve východní stěně lomu Mečůvka byla zjištěna 120 cm mocná skluzová poloha. Tvoří ji černošedé písčité jílovce s hojnými nepravidelnými a neuspořádaně rozloženými smouhami tmavošedého, drobnozrnného slepence s ojedinělými většími valouny křemene a siltovce. Valounky stejného charakteru jsou ojediněle přítomny i v jílovcích. Pojivo slepenců obsahuje z těžkých minerálů zirkon (37,2 %), granát (47,6 %), turmalín (11,1 %), rutil (3,4 %) a apatit (0,7 %). Obsah pyritu převyšuje čtyřikrát průhledné těžké minerály.

Uvedené popisy výskytů tilloidních slepenců ukazují na jejich velmi rozmanité petrografické složení s proměnlivým obsahem tmavé jílovito-písčité základní hmoty, jakož i obsahem valounového materiálu.

Obsah těžkých minerálů v základní hmotě tilloidních slepenců

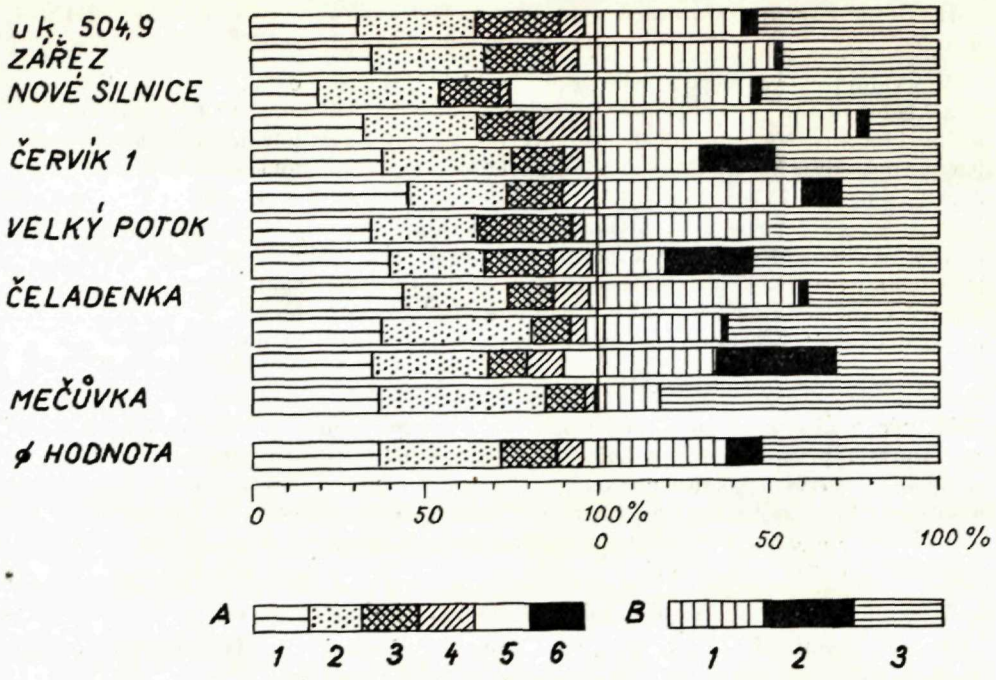
Základní hmota tilloidních slepenců istebňanských vrstev se obsahem těžkých minerálů liší od normálních pískovců zvýšeným obsahem granátu a nižším obsahem zirkonu. Průhledné těžké minerály zastoupené téměř v třetinových poměrech tvoří zirkon, granát a ostatní (turmalín, rutil, apatit, ojediněle anatas). Dalším jejich odlišným znakem je vysoký obsah pyritu (v průměru přes 50 %) v poměru k průhledným těžkým minerálům (viz. obr. 1).

Zvýšený obsah granátu pravděpodobně pochází ze starších rozrušených slepenců, případně pískovců (sedimentární obal slezské kordilery), jejichž vzorky odebrané z valounového a blokového materiálu byly vysloveně granátické.

Výsledky granulometrické a valounové analýzy z lokalit Čeladenka 1 a Červík 1

Granulometrická analýza

Na obou lokalitách byly odebrány vzorky tilloidních slepenců o váze 5 kg (Čeladenka 1) a 4,5 kg (Červík 1). Rozdružený materiál získaný několikanásobným zmrazováním byl rozdělen na psefit a jemnější frakce. Psefit byl dále



Obr. 1 Obsahy těžkých minerálů v základní hmotě tilloidních slepenců A: *průhledné těžké minerály*: 1. zirkon, 2. granát, 3. turmalín, 4. rutil, 5. apatit, 6. ostatní těžké minerály; B: *poměr průhledných a neprůhledných těžkých minerálů*: 1. průhledné, 2. neprůhledné mimo pyrit, 3. pyrit

Fig. 1 Content of heavy minerals in the tilloid conglomerate matrix. A: *Transparent heavy minerals*: 1. zircon, 2. garnet, 3. tourmaline, 4. rutile, 5. apatite, 6. other heavy minerals. B: *Transparent to opaque heavy mineral ratio*: 1. transparent, 2. opaque except for pyrite, 3. pyrite

roztříděn na 6 velikostních tříd a stanovena jejich váha. Pro další zpracování bylo z jemnějšího materiálu použito navážky 50 g. Z ní byly získány sítováním a plavením v Kopeckého přístroji zrnitostní kategorie psamitu, aleuritu a pelitu. Výsledek ve váhových procentech (po korekci na nerozdružený materiál) byl použit k přepočtu na celkovou váhu jemnější frakce. Výsledky analýz jsou uvedeny v tabulce 1.

Součtová křivka lokality Čeladenka 1 udává střední průměr zrna 5,2 mm a koeficient vytřídění 15,8. Na lokalitě Červík 1 střední průměr zrna 0,38 mm a koeficient vytřídění 13,2. Získané hodnoty ukazují na značné nevytřídění těchto sedimentů.

Obsah psefitové složky převládá na lokalitě Čeladenka 1 (58,1 %) na lokalitě Červík 1 je pouze 18,7 %. Obsah arenitu a pelitu je na obou lokalitách téměř stejný. Z tabulky je vidět nedostatek vytřídění a polymodální složení.

tab. 1

Granulometrická analýza

Velikostní třída	váha v g		%		suma v %		granulometriká frakce v %	
	Čeladenka	Červík	Čeladenka	Červík	Čeladenka	Červík	Čeladenka	Červík
50 mm	700	0	14,0	0	14,0	0		
50	900	215	18,0	4,8	32,0	4,8		
20	380	90	7,6	2,0	39,6	6,8	psefit	
10	560	240	11,1	5,3	50,7	12,1	58,1	18,7
5	240	190	4,8	4,2	55,5	16,3		
2,5	130	110	2,6	2,4	58,1	18,7		
2,0	166	300	3,3	6,7	61,4	25,4		
1,5	112	442	2,3	9,8	63,7	35,2		
1,0	188	398	3,8	8,9	67,5	44,1	psamit	
0,5	166	643	3,3	14,3	70,8	58,4	18,8	55,2
0,25	307	698	6,1	15,5	76,9	73,9		
0,1	173	194	3,5	4,3	80,4	78,2	aleurit	
005,	338	398	6,8	8,9	87,2	87,1	10,3	13,2
0,01 mm	640	582	12,8	12,9	100,0	100,0	pelit	
							12,8	12,9

Tyto slepence nutno zařadit k *paraslepencům*, do skupiny *tilloidů* (Petránek 1963).

Valounová analýza

Pro valounovou analýzu bylo na lokalitě Čeladenka 1 použito 447 valounů, na lokalitě Červík 1—456 valounů větších než 1 cm, odebraných z prostoru 50 . 50 cm.

Valouny byly rozděleny podle velikosti do skupin (1—2 cm, 2—5 cm, 5—25 cm, nad 25 cm). Byl zjištěn objem těchto skupin, u jednotlivých valounů změřeny jejich 3 osy, určen tvar, vizuálně odhadnut stupeň zaoblení (podle tabulky E. Wahlstroma 1955) a stanoven petrografický charakter (viz tabulka 2 a 2a).

Tvar valounů byl stanoven podle klasifikace T. Zingga (1935), založené na poměru os valounů: A — vřetenovitý, protáhlý; B — čepelovitý, ploše protáhlý; C — diskovitý, plochý; D — kulovitý, stejnorozměrný.

Podle stupně opracování valounů se rozeznává 5 stupňů zaoblení: 1 — ostrohranné, 2 — poloostrohranné, 3 — polozaoblené; 4 — zaoblené; 5 — dokonale zaoblené valouny. (J. Petránek 1963).

Tvar ani zaoblení nebylo stanovováno u těch valounů, u nichž původně dokonalé oválné zaoblení bylo porušeno rozlomem a lomné plochy a hrany byly dalším transportem jen nedokonale opracovány.

Čeladenka 1

tab. 2

Valounová analýza

velikost valounů	objem v lit.	materiál valounů	počet	%	nerozbité	rozbité	tvar valounů				stupeň zaoblení				
							A	B	C	D	I	II	III	IV	V
nad 25 cm	1,55	slepenec	1	100	1	–		1				1			
5–25 cm	1,77	bílý křemen	3	10	3	–		1	2			1			2
		kvarcit	1	3,3	1	–			1					1	
		rohovec	1	3,3	1	–		1						1	
		pelosiderit	2	6,7	2	–			2			1	1		
		pískovec, siltov.	5	16,6	5	–	3						2		1
		vápenec, dolomit	12	40,0	12	–	1	5	4	2	2	2	4	3	1
		žula, kř. diorit	2	6,7	2	–			1	1			1		1
		granulit	2	6,7	1	1				1			1		
		metamorfika	2	6,7	2	–	1	1			1	1			
		celkem	30	100,0	29	1	5	8	10	4	3	5	9	5	5
2–5 cm	1,76	bílý křemen	109	54,5	88	21	8	29	35	16			13	37	38
		šedý křemen	36	18,0	29	7	6	6	14	3		4	3	10	12
		růžový křemen	5	2,5	5	–		3	1	1				4	1
		kvarcit	9	4,5	8	1	1	3	3	1		2	3	2	1
		rohovec	3	1,5	2	1		1	1				1	1	
		slep., písk., silt.	6	3,0	6	–		2	3	1		1	1	2	
		jílovec	1	0,5	1	–	1				2				1
		vápenec, dolom.	15	7,5	12	3	2	5	4	1		5	4	1	
		kys. vyvřeliny	7	3,5	2	5		1	1		2	2			
		baz. vyvřeliny	4	2,0	4	–	1	2	1				2	2	
		rula	4	2,0	3	1	2		1			2	1		
		granulit	1	0,5	1	–			1			1			
		celkem	200	100,0	161	39	21	52	65	23	4	17	28	59	53
1–2 cm	0,3	bílý křemen	155	71,8	124	31	12	50	49	13		4	39	48	33
		šedý křemen	39	18,1	30	9	1	13	10	6	1	2	10	13	4
		kvarcit	5	2,3	2	3		1		1			2		
		rohovec	5	2,3	5	–		2	2	1			2	1	2
		pískovec	2	0,9	1	1			1			1			
		jílovec	1	0,5	1	–	1					1			
		vápenec. dolomit	5	2,3	4	1		2	1	1		3	1		
		baz. vyvřelina	2	0,9	1	1		1							1
		metamorfika	2	0,9	–	2									
		celkem	216	100,0	168	48	14	69	63	22	1	11	54	62	40

Červík 1

Valounová analýza

tab. 2a

velikost valounů	objem v lit.	materiál valounů	počet	%	nerozbité	rozbité	tvar valounů				stupeň zaoblení				
							A	B	C	D	I	II	III	IV	V
5–25 cm	0,70	bílý křemen	1	20	1	—		1						1	
		rohovec	1	20	1	—		1					1		
		pelosiderit	1	20	1	—		1						1	
		jílovec	1	20	1	—	1				1				
		granulit	1	20	1	—		1					1		
		celkem	5	100	5	—	1	4			1		2	2	
2–5 cm	1,05	bílý křemen	91	50,2	69	22	4	26	27	12		6	18	24	21
		šedý křemen	42	23,2	31	11	3	19	6	3		4	12	8	7
		kvarcit	10	5,5	7	3	1	3	2	1		2	2		3
		rohovec	7	3,9	4	3		1	1	2	1		2		1
		pelosiderit	9	5,0	6	3	2		3	1		2	2	1	1
		pískovec, silt.	7	3,9	6	1	4	1	1			4		1	1
		vápenec	1	0,5	1	—		1						1	
		žula, diorit	5	2,8	4	1		2	2		1		1	1	1
		baz, vyvřeliny	7	3,9	5	2		2	2	1	1	2	1	1	
		rula, zel. břidl.	2	1,1	2			2				1	1		
		celkem	181	100,0	135	46	14	57	44	20	3	21	39	37	35
1–2 cm	0,3	bílý křemen	146	54,0	119	27	15	52	35	17		10	50	38	21
		šedý křemen	96	35,6	75	21	9	28	19	19		11	27	25	12
		kvarcit	3	1,1	3	—	1		2				1		2
		rohovec	7	2,6	4	3	1	1	1	1		1	2		1
		pelosiderit	8	3,0	7	1	2	4		1		1	2	3	1
		pískovec, silt.	4	1,5	4	—	2	2				1	1	2	
		dolomit	1	0,4	—	1									
		baz. vyvřeliny	5	1,8	4	1		1		3		4			
		celkem	270	100,0	216	54	30	88	57	41		28	83	68	37

Z tabulek 2 a 2a vyplývá, že ve velikostní kategorii 1—2 cm a 2—5 cm značně převládají křemeny (vždy nad 75 %). Ve valounovém materiálu nad 5 cm na lokalitě Čeladenka 1 převládají vápence a dolomity (40 %), dále skupina sedimentů (slepence, pískovce a siltovce). Ostatní materiál je zastoupen podřadně. Na lokalitě Červík 1 byl analýzou zjištěn jen malý počet valounů nad 5 cm; ve velikostních kategoriích 1—2 cm a 2—5 cm opět převládají křemeny.

Tabulka 3 a 3a udává velikostní zastoupení valounů jednotlivých petrografických typů podle osy *b*, aritmetický průměr *b* os, medián zrnitosti pro *b* osy, hodnoty Q_1 a Q_3 a koeficient vytřídění So.

Průměrná velikost *b* os valounů na lokalitě Čeladenka 1 je 20,4 mm na lokalitě Červík 16,0 mm. Výraznou shodu na obou lokalitách vykazují hodnoty *b* os křemene, které jsou i nejnižší. Další shodou je maximální počet valounů v kategorii 15—25 mm.

V jednotlivých zrnitostních kategoriích stanovené průměrné hodnoty *b* os valounů vykazují opět na obou lokalitách podobnost. Ve všech případech jsou hodnoty o něco nižší než aritmetický průměr zrnitostní kategorie (např. v kategorii 1—2 cm je hodnota 1,21 cm).

Průměrná velikost valounů na lokalitě Čeladenka 1 je 1,8 cm, na Červíku 1 je 1,5 cm. Podle koeficientu vytřídění je valounový materiál na obou lokalitách dokonale vytříděn (So 1,3 a 1,1), viz též tabulka 3 a 3a. Střední průměr valounů (Md) pro jednotlivé horniny je následující: pískovce, slepence, siltovce — 4,0 cm, vápence a dolomity 3,2 cm, krystalinikum 2,7 cm a křemen 1,5 cm.

Závěr

Tilloidní slepence istebňanských vrstev jsou nápadné tmavošedou barvou, způsobenou vysokým obsahem tmavé, jílovito-písčité základní hmoty a dále pestrým petrografickým obsahem valounového materiálu. Na rozdíl od R. Unruga (1963) nebylo ani na jedné lokalitě zjištěno gradační zvrstvení valounového materiálu, ani nebyla potvrzena přednostní orientace dlouhých os valounů. Vždy jde o chaotickou sedimentaci, kde vedle drobných valounků se vyskytují valouny velké a někdy i bloky. Rovněž tak obsah základní hmoty je v tilloidech nerovnoměrný a kolísá od lokality k lokalitě. Někde jsou to písčité jílovce s valouny, jinde siltovce a pískovce s valouny a konečně drobnozrnné slepence s většími valouny a malým obsahem jílovité základní hmoty. Tento typ sedimentace je ve starší literatuře označován jako „*zkamenělá bláta*" a v moderních petrograficko-litologických pracích se označují jako „*pebbly mudstones*" (J. C. Crowell 1957), nebo „*symmictite*" (Flint, Sanders,

Rogers 1960) a *zwirowiec ilasty* (Unrug 1963). Podle Petránka (1963) zařazuji tyto slepence k *paraslepencům* do skupiny *tilloidů*.

Čeladenka 1 **Granulometrická analýza valounů** tab. 3

Počet valounů		100	−50	−25	−15	−10	−5mm	Σ b os	Ø b os
bílý křemen	272	1	1	36	123	102	9	4 768	17,5
šedý křemen	75			14	34	24	3	1 336	17,8
rohovec	9			2	4	2	1	167	18,6
kvarcit	15			6	6	3		337	22,5
baz. vyvřel.	6			2	3		1	128	21,3
kys. vyvřel.	9		1	6	2			326	36,2
metamorf. hor.	11	1		7	2	1		369	33,5
pelosiderit	2		1	1				103	51,5
Sl. P. X.	14	1	1	10		2		589	42,1
jílovec	2				1	1		25	12,5
vápenec	32		4	18	6	3	1	1 014	31,7
Celkem	447	3	8	102	181	138	15	9 162	20,4

	valounů	b os	Ø b os	Md	Q_1	Q_2	So
valouny nad 5 cm	31	1 582	51,0				
2—5 cm	200	4 723	23,6				
1—2 cm	216	2 857	13,2				
celkem	447	9 162	20,4	18	14	25	1,3

Červík 1 **Granulometrická analýza valounů** tab. 3a

Počet valounů		50	−25	−15	−10	−5 mm	Σ b os	Ø b os
bílý křemen	238		25	96	87	30	3 744	15,7
šedý křemen	138		3	52	67	16	1 917	13,9
rohovec	15		7	1	5	2	300	20,0
kvarcit	13			9	4		225	17,3
baz. vyvřeliny	12		3	7	2		241	20,1
kys. vyvřeliny	5		2	3			120	24,0
metamorf. hor.	3	1	1	1			126	42,0
pelosiderit	18		4	7	4	3	323	17,9
Sl. P. X.	11		1	5	5		202	18,4
jílovec	1	1					50	50,0
vápenec, dolom.	2			1	1		31	15,5
Celkem	456	2	46	182	175	51	7 279	16,0

	valounů	b os	Ø b os	Md	Q_1	Q_2	So
valouny nad 5 cm	5	246	49,2				
2—5 cm	181	3 763	20,8				
1—2 cm	270	3 270	12,1				
celkem	456	7 279	16,0	15	13	18	1,1

Vysvětlivky: Sl = slepenec; P = pískovec; X = siltovec; všechny rozměry jsou uvedeny v mm.

Velikost valounů těchto slepenců je velmi proměnlivá. Vedle drobných a středních valounů, zastoupených v hojnější míře, objevují se v silnějších polohách vtroušeně i hrubé valouny a bloky. Ve studovaném území dosahují velikosti maximálně 1 m, z polského území uvádí R. Unrug (1963) blok až 10 m^3.

Valouny všech velikostních kategorií i bloky jsou všeobecně opracované až dokonale opracované, jen vzácně neopracované nebo nedokonale opracované. Asi pětina z celkového počtu valounů vykazuje porušení dokonalého opracování rozlomem. Lomné plochy a hrany těchto valounů byly dalším transportem nedokonale opracovány. Ve slepencích se objevují i tvarově nepravidelné kusy základní hmoty starších slepenců se zřetelnými dolíčkovitými otisky po vypadlých valounech.

Nápadným prvkem ve složení tilloidních slepenců je hojná přítomnost tmavošedých jílovců, vyskytujících se v podobě závalků a útržků o velikosti 1 cm až 2 m. Na větších útržcích jílovců je někdy patrno jejich zprohýbání, poukazující na skluzovou sedimentaci. Petrografickým charakterem jsou tyto jílovce shodné s vlastními jílovci istebňanských vrstev. Podobně jako jílovce, ale mnohem řidčeji, se v útržcích vyskytují i siltovce.

Petrografický charakter valounů tilloidních slepenců istebňanských vrstev je velmi různorodý. V zrnitostní kategorii 1—5 cm byla zaznamenána výrazná převaha křemene (čirého, bílého, šedého, vzácně i růžového). V této i větších zrnitostních kategoriích jsou dále přítomny horniny sedimentární, metamorfované i vyvřelé. Z nich nejhojnější jsou vápence (šedé, světlešedé, tmavošedé, tmavošedé zrnité, světlešedé zrnité, světlešedé organogenní, pleťové (jurský), pelitomorfní, šedé detritické (těšínský typ) a dolomitické. Dolomit je méně častý. Dále jsou přítomny slepence, pískovce, jílovce, vzácně slínovce, pelosiderit, siderit a rohovce. Z metamorfovaných hornin byly zjištěny granulity, ruly (migmatitická, biotitická s granátem, kvarcitická), kvarcit, zelené břidlice, fylity. Vyvřeliny jsou zastoupeny jak kyselými, tak bazickými typy: žuly (biotitická, amfibolická), žulový porfyr, aplit, křemenný diorit, diorit.

Základní jílovito-písčitá hmota tilloidních slepenců v istebňanských vrstvách je nevápnitá. Zjištěný obsah těžkých minerálů v základní hmotě se liší od obsahu těžkých minerálů normálních istebňanských pískovců. V souhrnu se projevuje zvýšeným obsahem granátu na úkor nižšího obsahu zirkonu. Dalším jejich odlišným znakem je vysoký obsah pyritu v poměru k průhledným těžkým minerálům.

Část valounového materiálu i základní hmoty tilloidních slepenců pochází nesporně ze starších slepenců. Svědčí pro to několik skutečností:

1. Vlastní skutečná přítomnost valounů starších slepenců s opracovanými valouny křemene a krystalinika.

2. Přítomnost dokonale opracovaných valounů křemene a valounů křemene u nichž dokonalé opracování je porušeno rozlomem (plochy a hrany těchto rozlomených valounů byly dalším transportem opracovány nedokonale).

3. Vyšší stupeň opracování proti normálním istebňanským pískovcům se projevuje i v hrubších frakcích psamitové složky základní hmoty tilloidních slepenců.

4. Zvýšený obsah granátu v základní hmotě tilloidů, ve srovnání s prokázaným vysokým obsahem granátu (96 %) v základní hmotě starších slepenců v tilloidech obsažených.

Do tlače odporučil M. Eliáš

LITERATURA

[1] Crowell J. C., 1957: Origin of pebbly mudstones. Bull. Geol. Soc. Amer. 68. — [2] Čiháková H., 1969: Istebňanské vrstvy, litostratigrafický člen slezské série vnějších flyšových Karpat. Dipl. práce, Katedra geologie a paleontologie UJEP, Brno. — [3] Flint R. F., Sanders J. E., Rodgers J., 1960: Symmictite a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. Bull. Geol. Soc. Amer. 71. — [4] Glowacki E., 1959: Skaly egzotyczne z warstw istebniańskich w Jankowej w Karpatach Środkowych. Exotic rocks from the Istebna beds of Jankowa (Middle Carpathians). Rocznik Pol. Tow. Geol. 29, Kraków. — [5] Petránek J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. ČSAV, Praha, — [6] Roth Z. a kol., 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-34-XIX, Ostrava, nakl. ČSAV, Praha. — [7] Unrug R., 1963: Warstwy istebniańskie — studium sedymentologiczne. Istebna Beds — a Fluxoturbidity Formation in the Carpathian Flysch. Rocznik Pol. Tow. Geol. 33/1, Kraków. — [8] Unrug R., 1968: Kordyliera ślaska jako obszar zródłowy materiału klastycznego piaskowców flyszowych Beskidu Ślaskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). The Silesian cordillera as the source of clastic material of the Flysch sandstones of the Beskid Slaski and Beskid Wysoki ranges (Polish Western Carpathians). Rocznik Pol. Tov. Geol. 38/1, Kraków. — [9] Wdowiarz S., Wieser T., 1960: Skały egzotyczne fałdu Grabownicy. Exotic rocks

of the Grabownica fold, Carpathians. Kwartalnik geol., 4, Warszawa. — [10] (Wieser T., 1948: Crystalline exotic blocks in the Silesian Cretaceus of the Wadowice area. Ann. Soc. Géol. Pologne, 18, Cracowie. — [11] Wieser T., 1954: Spostrzezenia nad sedymentacja zlepieńców fliszu karpackiego. Acta geol. Pol. 4, Warszawa. — [12] Zingg T., 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. min. petrog. Mitt. 15.

H. PESLOVÁ

OCCURRENCE AND CHARACTERISTICS OF TILLOID CONGLOMERATES IN THE ISTEBNA MEMBER

(Summary of the Czech text)

The Istebna member (Upper Cretaceous — Lower Paleocene of the Silesian series) is characterized by the presence of tilloid conglomerates. They occur throughout all stratigraphic levels of this member — as much in the sandstone-conglomeratic, as in the shale strips. The most conspicuous layers, which are simultaneously marked by greatest thicknesses, appear in the Ostravice and Rožnovská Bečva river basins (the Moravskoslezské Beskydy Mts.), in the basal beds of the Istebna member. The thickness of the tilloid conglomerate layers is quite variable (ranging from 10 to 600 cm).

The tilloid conglomerates are marked by dark gray colour conditioned by a high amount of dark clayey-sandy matrix as well as by pebble material of heterogeneous petrographic character. In contradiction to Unrug (1963), no graded bedded pebble material has been found at any locality, nor any evidence on the preferred orientation of long pebble axes has been noted. At all events, a chaotic sedimentation is apparent, during which small pebbles, cobbles, and occasionally blocks must have been deposited. The matrix constituents of the tilloids are also irregularly distributed and vary from one locality to another. Locally sandy claystones comprising pebbles are present, here and there siltstones and sandstones with pebble or fine-grained conglomerates including cobbles and minor amounts of clayey matrix occur. In the previous literature, this type of sedimentation was introduced as *„petrified muds"*, in some modern petrographic-lithological studies the names *„pebbly mudstones"* (Crowell 1958), *„symmictite"* (Flint, Sanders, Rogers 1960) or *„zwirowiec ilasty"* (Unrug 1963) have been applied to them. According to Petránek (1963), I assign these conglomerates to the para-conglomerates in the tilloid group.

The size of pebbles constituting these conglomerates is quite variable. In addition to small and middle-sized pebbles, which are more abundant, large boulders and blocks are intermingled in thicker layers. In the area studied, their size reaches a maximum of about 1 m, although a block as much as 10 m³ thick has been reported by Unrug (1963) from the Polish territory.

Pebbles to boulders of all size categories as well as blocks are commonly sub-rounded to well rounded, realy angular or subangular. About a fifth of their total number display fractures deforming their perfect rounding. Fracture surfaces and edges of these deformed pebbles to boulders have been imperfectly rounded by a continued transport. In the conglomerates some irregularly shaped portions of the matrix from older conglomerates appear; they show distinct pitted imprints of pebbles dropped out.

A striking element in the constituents of tilloid conglomerates is the abundance of dark gray claystones which occur in the form of clay balls and shreds ranging in size from 1—200 cm. Here and there some contorted larger claystone shreds are apparent, which indicate a slip deposition. Petrographic nature of these claystones is consistent with that of normal claystones of the Istebna member. Siltstone occurrences are much more sporadical in the shreds.

Petrographic characteristics of pebbles included in the tilloid conglomerates of the Istebna member is very heterogeneous. In a grain-size category of 1 to 5 cm, considerable predominance of quartz (clear, white, gray, rarely rosy in colour) has been recorded. This one as well as the other higher grainsize categories show the presence of sedimentary, metamorphic, and igneous rocks. The most abundant of the sedimentary rocks are limestones. (They are gray, light gray, dark gray, dark gray grainy, light gray grainy, light gray organogenous, of natural colour ⟨Jurassic⟩, pelitomorphous, gray detrital ⟨Těšín type⟩, and dolomitic). Dolomite is less abundant. Conglomerate, sandstone, claystone, rarely marlstone, pelosiderite, siderite and chert have also been noted. Metamorphic rocks are represented by granulite, gneiss (migmatitic, biotitic including garnets, and quartzitic), and by quartzite, green shale, phyllite. Igneous rocks comprise both, acidic and basic rocks: granite (biotitic, amphibolitic), granite porphyry, aplite, quartz diorite, diorite.

The clayey-sandy matrix of tilloid conglomerates of the Istebna member is noncalcareous. The heavy mineral content found in the matrix differs from that observed in the normal Istebna sandstones. Cumulatively, the amount of garnet increases as the percentage of zircon decreases. Another characteristic mark is a high pyrite content in relation to the transparent heavy minerals.

A portion of both, pebble material and tilloid conglomerate matrix was obviously derived from older conglomerates. This fact may be documented by the following phenomena:

1) Primarily, it is the actual presence of pebbles from older conglomerates with rounded quartz and crystalline pebbles.

2) The presence of well rounded quartz pebbles, as well as quartz pebbles, the perfect rounding of which is deformed by fractures (surfaces and adges of these fractured pebbles were imperfectly rounded by a continued transportation).

3) A higher stage of rounding by comparison with the normal Istebna sandstones appears even in coarser fractions of the arenite constituent of the tilloid conglomerate matrix.

4) A higher amount of garnet in the tilloid conglomerate matrix is in agreement with the high garnet content (96%) determined in the matrix of older conglomerates included in the tilloids.

Preložila E. Vymlátilová

Geologické práce, Správy 55 | str. 203—214 | Bratislava | 1971

MARIE POLÁŠKOVÁ—STANISLAV POLÁŠEK*

INŽINIERSKO-GEOLOGICKÉ POMERY NA RAJČIANKE

(4 obrázky v texte, anglické resumé)

ÚVOD

Vodárenská nádrž s pracovným označením Fačkov na Rajčianke (okres Žilina) je jednou z piatich alternatív projekčne uvažovaných ako definitívny vodný zdroj pre zásobovanie mesta Žiliny a jeho okolia. V priehradnom profile situovanom asi 1 km nad obcou Fačkov sa plánuje vybudovať hrádza o výške 30—35 m, čo zodpovedá nadmorskej výške koruny hrádze 575—580 m. Zátopné územie by za týchto podmienok dosiahlo dĺžku 2,7 km.

Predbežný výber situovania nádrže a jej hodnotenie ako veľmi perspektívnej lokality v porovnaní s ďalšími alternatívami (Belá a Stráže na Varínke, Lopušné Pažitie na Vadičovskom potoku a Klubina na potoku Bystrica) bolo ovplyvnené niekoľkými mimogeologickými aspektmi: lokalizovanie na úseku toku Rajčianky bez občianskej zástavby, naviac poľnohospodársky neobrábanom, čistota toku, možnosť napojenia prívodného radu na vodovodný rad budovaný v úseku Rajecké Teplice—Žilina, možnosť využitia akumulovanej vody pre zásobovanie mestských aglomerácií v hornonitrianskej kotline, výhodné podmienky pre situovanie priehradného profilu atď.

S priaznivými ekonomickými faktormi preferujúcimi túto alternatívu sa však nestotožňujú zistené inžiniersko-geologické pomery. Nesúlad spočíva predovšetkým v tom, že vodárenská nádrž bola projekčne situovaná do prostredia budovaného takmer výhradne karbonatickými (hlavne vápencovými) horninami chočského príkrovu. Je známe, že karbonatické komplexy, najmä vápence rôznych jednotiek mezozoika centrálnych Karpát, sú síce z hľadiska ich mechanických vlastností vhodným prostredím pre založenie priehradových telies, avšak vplyvom ich puklinovej až puklinovo-krasovej priepustnosti trpia často unikaním vody z nádrže. Práve týmto otázkam bola venovaná náležitá pozornosť i v prípade vodárenskej nádrže Fačkov na Rajčianke. Získané poznatky s aspektom na ekonomickú stránku projekčného zámeru sú hlavným predmetom tohto príspevku.

Geologické pomery

Na geologickej stavbe záujmového územia, ktoré by potenciálne mohlo ovplyvniť inžiniersko-geologické podmienky vodárenskej nádrže, sa podieľajú:

* Geologický průzkum, n. p., Ostrava-Hrabová

zliechovská séria krížňanskej jednotky, čiernovážska a strážovská séria chočského príkrovu a pribradlový paleogén myjavsko-žilinského pásma (obr. 1 a 2).

Priestorové usporiadanie týchto základných stavebných jednotiek vykazuje výraznú zonálnosť v smere JZ—SV, to znamená paralelnú, resp. mierne diagonálnu zonálnosť voči toku Rajčianky a tým aj voči pozdĺžnej osi projektovanej vodárenskej nádrže, čo do značnej miery ovplyvňuje i celkové inžinierskogeologické pomery.

Zliechovská séria krížňanskej jednotky, reprezentovaná mocným komplexom slieňovcov, slienitých vápencov až vápencov spodnej kriedy, buduje široký súvislý pruh na pravých svahoch údolia Rajčianky; na ľavé brehy prechádza len lokálne.

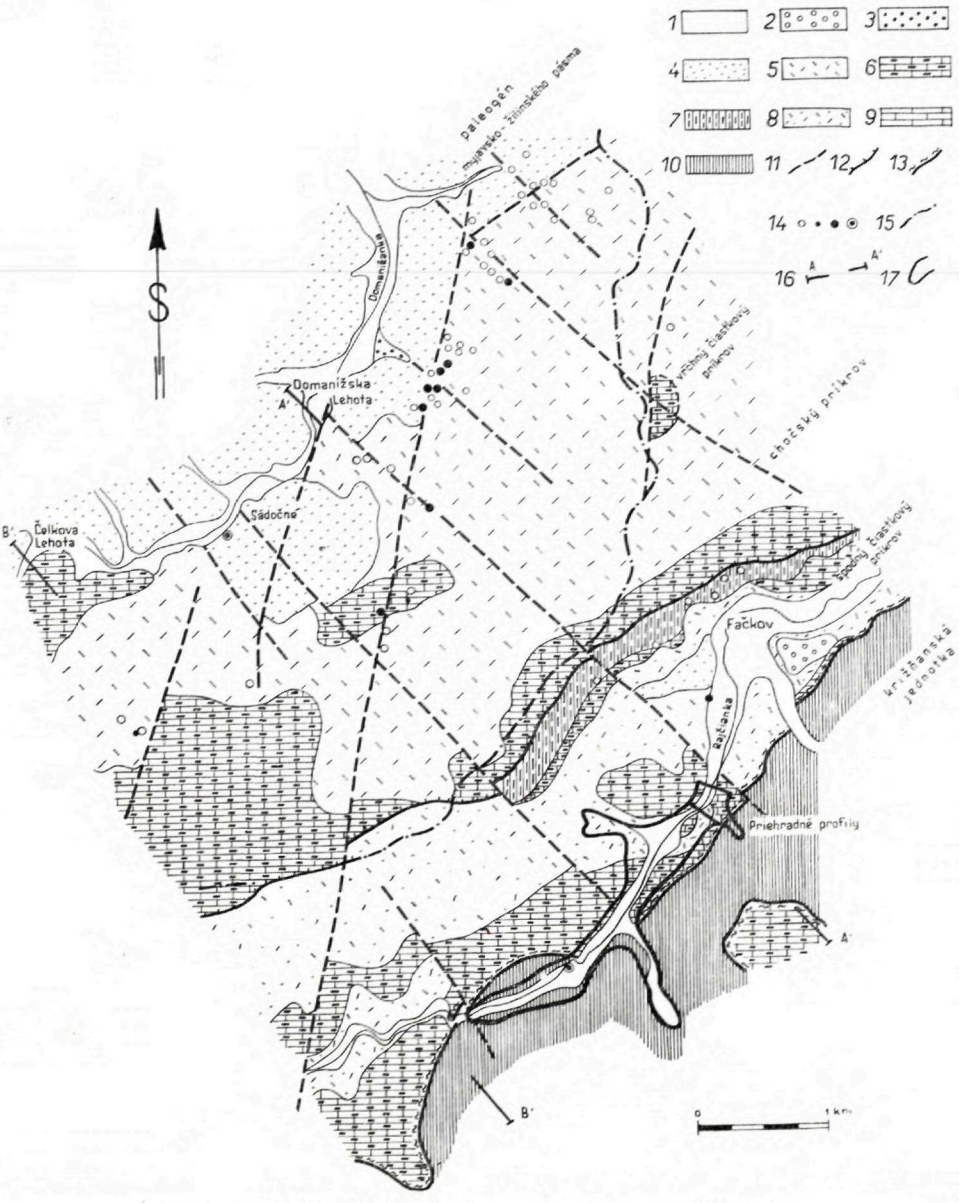
Západne od nej v údolí Rajčianky a na v. svahoch Zliechovskej hornatiny, sa rozkladá v pruhu širokom 0,5—1,5 km *čiernovážska séria* chočského príkrovu. Vrcholovú časť Zliechovskej hornatiny, ako aj jej svahy spadajúce do domanižskej kotliny, tvorí *strážovská séria* tohto príkrovu. Na zložení obidvoch sa podieľajú prevažne vápence wettersteinského (u čiernovážskej série i gutensteinského) typu stredného triasu a dolomity stredného až vrchného triasu. Podstatná časť vápencov čiernovážskej série je koncentrovaná na styk s krížňanskou jednotkou, kým vápence strážovskej série sa sústreďujú na jej styk s čiernovážskou sériou. Sz. okraj triasových hornín čiernovážskej série je lemovaný pruhom hornín zaraďovaných do spodnej kriedy krížňanskej jednotky. Z orientačného štúdia tohto pruhu však vyplýva, že sú tu vyvinuté i horniny jury, najmä tmavosivé krinoidové vápence. Na základe analógie s inými pohoriami (napr. Nízke Tatry) ho pričleňujeme k čiernovážskej sérii chočského príkrovu.

Pribradlový paleogén myjavsko-žilinského pásma buduje domanižskú kotlinu a priľahlé svahy Zliechovskej hornatiny. Styk chočského príkrovu a krížňanskej jednotky má charakter príkrovového násunu. Podľa geofyzikálnych meraní v niekoľkých priečnych profiloch zátopným územím dosahuje sklon násunovej plochy so s. vergenciou až 70° k SZ. Zložitejšia je vnútorná stavba chočského príkrovu, ktorý pozostáva z dvoch čiastkových príkrovov oddelených násunovou plochou druhého radu, pomerne prudko uklonenou k SZ. Z nich vyšší je tvorený strážovskou sériou, spodný čiernovážskou sériou. Nie je však vylúčené, že podrobnejším výskumom sa nedokáže vzájomné prestúpenie jednotlivých sérií v týchto čiastkových príkrovoch, prípadne ich väčší počet. Pre vzájomné odlíšenie stratigraficko-litologických a tektonických jednotiek považujeme za vhodné označiť spodný čiastkový príkrov ako *fačkovský* (podľa obce Fačkov), vyšší čiastkový príkrov ako *mojtínsky* (od obce Mojtín — na rozdiel od bývalého strážovského príkrovu a od strážovskej série).

Záujmové územie ako celok je prestúpené systémom radiálnych zlomov, z ktorých pre riešenú problematiku majú význam hlavne zlomy priečneho smeru SZ-JV a diagonálneho smeru SSV-JJZ. Aj rozmedzie mezozoických komplexov chočského príkrovu a paleogénu myjavsko-žilinského pásma domanižskej kotliny má poväčšine zlomový charakter.

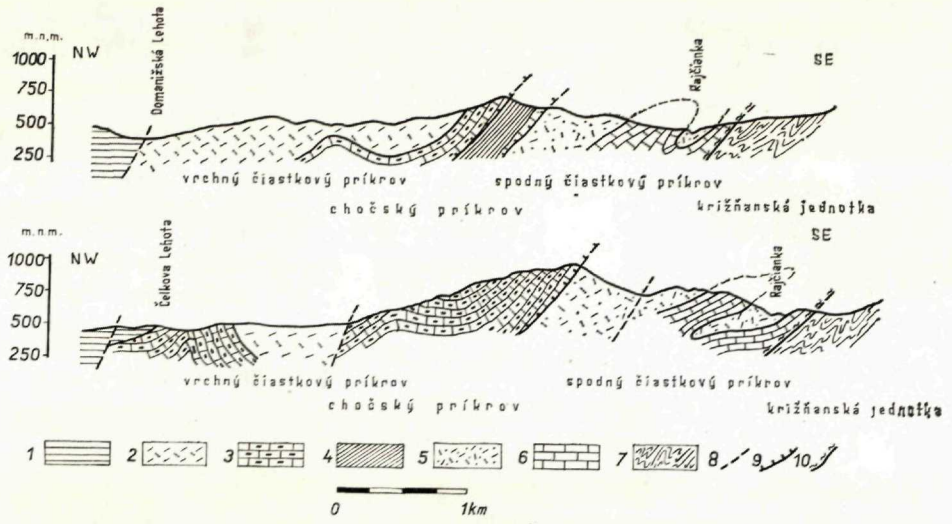
Otázka úniku vody podzákladím a svahmi priehradného miesta

Vlastné priehradné miesto sa nachádza v prostredí tvorenom strednotriasovými vápencami čiernovážskej série fačkovského príkrovu (obr. 3). Budujú pravé svahy na vzdialenosť 200—250 m, kde sa tektonicky stýkajú so slienitými



Obr. 1 Prehľadná geologická mapa záujmového územia

1–3 pokryvné uloženiny: 1 — fluviálne uloženiny vodotokov, 2 — významnejšie terasové uloženiny; 3 — travertíny; 4 — pribradlový paleogén myjavsko-žilinského pásma vcelku; 5–9 chočský príkrov: 5–6 strážovská séria; 5 — dolomity (ladin-nór); 6 — vápence wettersteinského typu (anis), 7–9 čiernovážska séria; 7 — slienité vápence; vápence (jura-spodná krieda); 8 — dolomity (anis-nór); 9 — vápence prevažne gutensteinského typu (anis); 10 — slienité vápence (spodná krieda) križňanskej jednotky; 11 — radiálne zlomové línie; 12 — násunová línia čiastkových príkrovov chočského príkrovu; 13 — násunová línia chočského príkrovu na križňanskú jednotku; 14 — vývery podzemných vôd, a — s výdatnosťou do 1 $1/s^{-1}$; b — s výdatnosťou 1–5 $1/s^{-1}$; c — s výdatnosťou 5–20 $1/s^{-1}$; d — s výdatnosťou nad 20 $1/s^{-1}$ 15 — orografická rozvodnicová čiara; 16 — geologické profily; 17 — plošný rozsah projektovanej vodárenskej nádrže

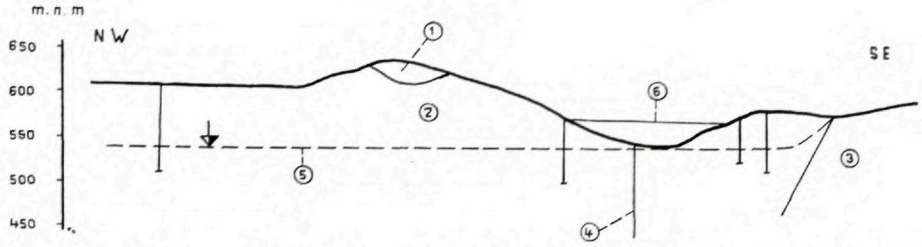


Obr. 2 Schematické geologické profily záujmovým územím

1 — pribradlový paleogén myjavsko-žilinského pásma vcelku; 2—6 chočský príkrov: 2—3 strážovská séria, 2 — dolomity (ladin-nór); 3 — vápence wettersteinského typu (anis); 4—6 čiernovážska séria; 4 — slienité vápence, vápence (jura-spodná krieda); 5 — dolomity (anis-nór); 6 — vápence prevažne gutensteinského typu (anis); 7 — slienité vápence (spodná krieda) krížňanskej jednotky; 8 — radiálne zlomové línie; 9 — násunová línia čiastkových príkrovov chočského príkrovu; 10 — násunová línia chočského príkrovu na krížňanskú jednotku

vápencami krížňanskej jednotky, a ľavé svahy na vzdialenosť 600—700 m od toku Rajčianky. Tu ich vystriedali strednotriasové až vrchnotriasové dolomity a ďalší úsek tvoria zas horniny jury až spodnej kriedy rovnakej série. Priepustnosť vápencov je vysoká a niekoľkonásobne prekračuje hodnoty používaných kritérií vodotesnosti podzákladia priehradných miest; špecifické vodné straty sa pri tlakoch 2—4 at pohybujú v rozmedzí 8—16 l/min. na bm. Ako celok sa však javia relatívne homogénne, a to nielen v smere laterálnom (v jednotlivých vrtoch neboli zistené podstatnejšie rozdiely), ale i vertikálnom, pretože zníženie špecifických strát sa neprejavilo ani pri konečných hĺbkach vrtov 70—100 m. Výnimku z tejto homogénnosti budú zrejme predstavovať poruchové línie, ktoré však vrtmi neboli zastihnuté.

Zaujímavá (a pre utesnenie podzákladia dôležitá) je vertikálna stálosť špecifických vodných strát, ktorá nezodpovedá známym závislostiam. Tento jav je pravdepodobne podmienený predovšetkým nedokonale vyvinutými, avšak v celom preskúmanom hĺbkovom dosahu rovnomerne rozloženými krasovými fenoménmi. Ich vonkajšími prejavmi — podľa pozorovaní na vrtných jadrách, ktoré nemôže vystihnúť ich plný rozsah — je rebrovanie na plochách mechanickej diskontinuity, dutiny s kalcitovými drúzami, a najmä konštantná výplň puklín a dutín okrovohnedým hlinitým materiálom. Toto vysvetlenie je pochopiteľné, ak zvážime geomorfologický vývin celého záujmového úze-



Obr. 3 Geologický profil jedným z preskúmaných priehradných profilov

1 — dolomity (anis-nór) čiernovážskej série; 2 — vápence (anis) čiernovážskej série; 3 — slieňovce a slienité vápence (spodná kriedа) zliechovskej série krížňanskej jednotky; 4 — prieskumné vrty; 5 ustálená hladina podzemnej vody; 6 — projektovaná úroveň vody v nádrži

mia a jeho hydrogeologickú štruktúru, v ktorej vlastný priestor nádrže včítane priehradného miesta predstavuje okrajovú časť infiltračnej oblasti povrchových vôd. Nemožno preto ani očakávať, že by v prijateľných hĺbkach bolo dosiahnuteľné prostredie nedotknuté týmito javmi, pretože dolná erozívna báza karbonatických komplexov s viac-menej jednotným hydrogeologickým režimom sa nachádza podstatne nižšie ako úroveň dna Rajčianky.

V súlade s vyslovenými názormi sú i pozorovania hladiny podzemnej vody vo svahoch priehradného profilu (obr. 3). Na pravom svahu sa ustálená hladina podzemnej vody pohybovala v rozmedzí 542,5—545 m n. m., na ľavom svahu (a to včítane štruktúrneho vrtu vo vzdialenosti asi 500 m od toku Rajčianky) v rozpätí 536,8—543,3 m n. m. Z porovnania s hladinou toku Rajčianky 542,5 m n. m. vyplýva, že hladiny sa pohybujú približne na úrovni vody vo vlastnom toku, resp. vykazujú mierne klesajúcu tendenciu z pravej strany priehradného miesta na ľavú, teda smerom do karbonatického komplexu Zliechovskej hornatiny.

Tieto skutočnosti dokazujú, že podzemné vody v danom horninovom prostredí vytvárajú pod úrovňou povrchového toku Rajčianky súvislý horizont a to s plochým priebehom depresnej krivky, ktorá nie je ekvivalentná modelácii svahov, ako by tomu bolo v prostredí menej priepustnom. Chemické rozbory naviac poukazujú na pomerne rýchlu výmenu podzemných vôd, resp. na krátku cestu prestupu, lebo v porovnaní so zložením povrchových vôd Rajčianky sú len málo obohatené bikarbonátovými zložkami. Zaujímavé je však mierne zvýšenie obsahu alkálií, ktoré svedčí o styku podzemných vôd s hlinitou výplňou puklín a dutín.

Utesnenie podzákladia a svahov priehradného miesta sa za týchto podmienok javí obťažné a ekonomicky voči predpokladaným nákladom na výstavbu nádrže neúmerne náročné, a to nielen z hľadiska priestorového rozsahu injekčných prác (najmä vo svahoch), ale aj spotreby injekčných hmôt. Neprichádza pritom do úvahy ani zníženie kritérií vodotesnosti, a to jednak pre nevyváženosť prietočného množstva toku Rajčianky a potrebného stáleho odberu, jednak tu hrozí

progresívne zvyšovanie priepustnosti (ako funkcie času) vplyvom vyplavenia hlinitej výplne puklín a krasových javov pri navodení nových hydrogeologických a spádových pomerov po napustení nádrže.

Otázka úniku vody z nádrže mimo údolie Rajčianky

Vzhľadom na morfologické stvárnenie a geologickú stavbu širšieho okolia nádrže tento problém sa týka len ľavých svahov údolia Rajčianky. Pravé svahy, budované horninami neokómu krížňanskej jednotky, poskytujú dostatočnú záruku vodotesnosti nádrže.

Nebezpečie únikov ľavými svahmi je v princípe vyvolané morfologickým vzťahom údolia Rajčianky voči susednej domanižskej kotline. Ide o približne paralelné depresie oddelené chrbtom Zliechovskej hornatiny, geneticky síce odlišné (v rozsahu záujmového územia), spoločne však viazané na základné pozdĺžne geologické štruktúry. Ich výškové relácie charakterizujú tieto hodnoty: Nadmorská výška dna údolia Rajčianky v priestore nádrže dosahuje 543—575 m, zatiaľ čo v ekvivalentnom úseku domanižskej kotliny len 393—434 m. Pri vzájomnej vzdialenosti 4,2—4,5 km to zodpovedá spádu 3,6—3,1 %. Ak v priehradnom mieste započítame kótu projektovanej hladiny 575 m n. m., hodnota spádu sa zvýši dokonca na 4,3 %.

Potenciálne nebezpečie úniku vody z nádrže je však viazané na možnosť prestupu vôd Zliechovskou hornatinou. Za rozhodujúce možno v tomto smere považovať: geologickú stavbu Zliechovskej hornatiny ako hornatinného predelu medzi predmetnými depresiami a geomorfologickú a hydrogeologickú súvzťažnosť údolia Rajčianky a domanižskej kotliny.

Hornatinný predel medzi údolím Rajčianky a domanižskou kotlinou je v súlade s predchádzajúcim výkladom budovaný tromi základnými typmi hornín, resp. horninových komplexov: *vápencami wettersteinského a gutensteinského typu* stredného triasu s puklinovou až puklinovo-krasovou priepustnosťou; — *dolomitmi stredného až vrchného triasu* s puklinovou priepustnosťou; — *slieňovcami až slienitými vápencami jury až neokómu*, z praktického hľadiska nepriepustnými, resp. so slabou puklinovou priepustnosťou.

Z hľadiska pomerného zastúpenia vysoko prevažujú prvé dva horninové typy, u ktorých podľa výsledkov prieskumu v priehradnom profile a jeho okolí nie je možné predpokladať progresívne znižovanie priepustnosti smerom do hĺbky. Celý rad faktorov naviac nasvedčuje tomu, že v prostredí nimi budovanom dochádza k vytváraniu jednotného hydrogeologického režimu vplyvom malej rozdielnosti ich hydrogeologickej hodnoty. Preto ani skutočnosť, že v priečnom profile Zliechovskou hornatinou môžeme očakávať ich niekoľkonásobné striedanie, neposkytuje záruku vodotesnosti hornatinného predelu.

Rozhodujúci význam bude takto mať postavenie prakticky nepriepustných hornín jury až spodnej kriedy voči pravdepodobným smerom prúdenia vôd pri ich únikoch z nádrže. Ich priestorový vývoj na styku čiastkových príkrovov (obr. 1) však dokazuje, že nemôžu tvoriť rozsiahlejší priebežný komplex, ale práve naopak, s najväčšou pravdepodobnosťou sú poznamenané výraznou vertikálnou i laterálnou redukciou. Nie je teda predpoklad, že by mohli predstavovať dostatočný tesniaci element, s ktorým by bolo možné bez rizika kalkulovať.

Nemalý význam z hľadiska prestupu vôd Zliechovskou hornatinou treba pripísať aj radiálnym zlomovým líniám, najmä priečnym smeru SZ—JV a diagonálnym smeru SSV—JJZ. Zlomové línie oboch týchto smerov pretínajú priamo alebo v predĺžení celý hornatinný predel Zliechovskej hornatiny, pričom zasahujú do údolia Rajčianky i do domanižskej kotliny (obr. 1). Väčšina z nich, ako možno usudzovať z niektorých geomorfologických javov, má charakter širších poruchových zón so zvýšeným stupňom mechanickej diskontinuity. Mohli by preto predstavovať cesty sústredeného pohybu vôd. Dôkazom toho je, že pri vyústení niektorých dolín založených na poruchových líniách sa nachádzajú mocné a rozsiahle travertínové uloženiny.

Z okruhu geomorfologických otázok, dotýkajúcich sa daného problému, venujeme pozornosť predovšetkým skrasovateniu. Prítomnosť karbonatických hornín, najmä čistých vápencov, podmieňuje v záujmovom území vznik niektorých krasových javov ako korodovaných plôch vrstevnatosti, izolovaných výskytov škrapov so zvyškami reziduálnych pôd, skalných zrubov a pod. Značná členitosť a strmosť terénu, ako aj menší plošný rozsah vápencov v porovnaní s dolomitmi menej náchylnými ku skrasovateniu, nedávajú však na základe poznatkov získaných povrchovým štúdiom predpoklady k existencii väčšieho jednotného systému krasového fenoménu.

Napriek týmto skutočnostiam sú tu javy, súvisiace so širšou analýzou geomorfologického vývinu územia, ktoré z hľadiska úniku vody z nádrže nemožno zanedbať. Známe je napríklad, že jv. okraj domanižskej kotliny je lemovaný niekoľkými krasovými formami, od jaskýň až po typické krasové doliny, z ktorých niektoré majú predpaleogénny základ. Okolnosť, že vo vlastnom záujmovom území ich nenachádzame, možno vysvetliť mladým asymetrickým výzdvihom Zliechovskej hornatiny s rastúcou hodnotou výzdvihu od domanižskej kotliny k jadru Malej Fatry a nasledujúcou denudáciou krasovými fenoménmi postihnutých častí karbonatických komplexov. Pri prieskume priehradného miesta a jeho okolia zistili sa však vo všetkých vrtoch situovaných na ľavé svahy údolia Rajčianky na úrovni jej toku úseky s mimoriadne silným porušením a znakmi krasového rozpúšťania. Domnievame sa preto, že po epigenetickom zarezaní (čiastočne azda i v jeho priebehu) údolia Rajčianky do asymetricky vyzdvihnutých komplexov došlo k vytvo-

reniu mladého, i keď nedokonale vyvinutého krasového systému využívajúceho predovšetkým poruchové zóny so zvýšeným stupňom mechanickej diskontinuity, a k jeho podpovrchovému napojeniu na starší krasový systém. Povrchovým ekvivalentom tohto mladého krasového systému sú pravdepodobne polosuché a suché subsekventné doliny.

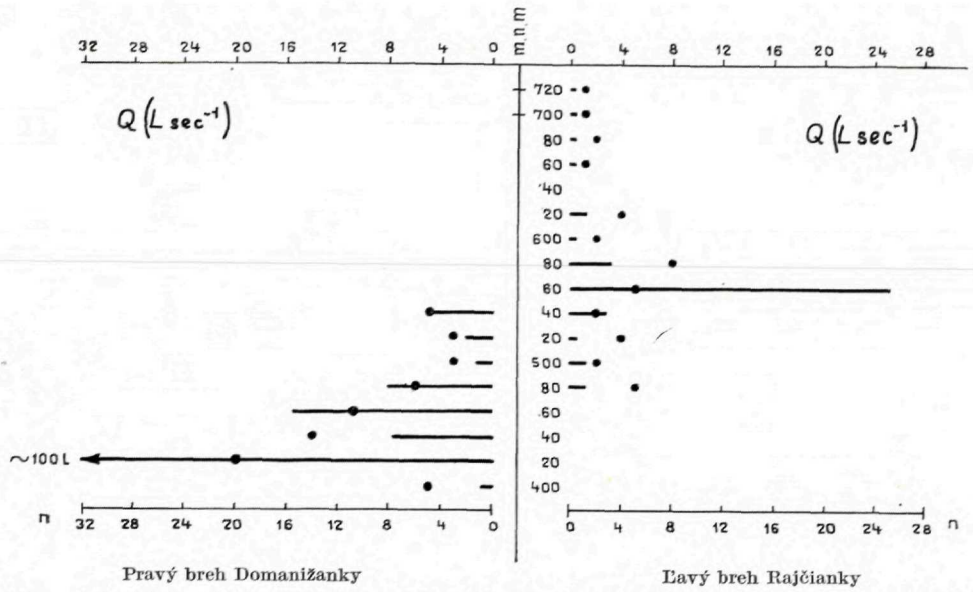
Je pravdepodobné, že pri daných spádových pomeroch medzi údolím Rajčianky a domanižskou kotlinou by toto podpovrchové napojenie krasových systémov nadobudlo po napustení nádrže charakter drenážneho systému akumulovaných vôd.

Pomerne cenné údaje pre potvrdenie reálneho nebezpečia úniku vôd z projektovanej nádrže poskytuje aj rozbor priestorového rozmiestnenia výverov podzemných vôd. Sú i dokladom oprávnenosti záverov vyvodených z rozboru geologickej stavby Zliechovskej hornatiny o možnosti prestupu vôd cez ňu z nádrže na stranu domanižskej kotliny.

V povodí Rajčianky (obr. 1) sa stretávame s významnejším sústredením výverov podzemných vôd len na dvoch úsekoch. Prvý sa nachádza na styku triasových karbona tických hornín chočského príkrovu s podložnými slienitými vápencami neokómu križňanskej jednotky v ukončení zátopného územia. Druhý úsek sa viaže na pásmo styku fačkovského a mojtínskeho príkrovu. V obidvoch prípadoch ide o vývery vrstevného typu na rozhraní dvoch komplexov výrazne rozdielnej hydrogeologickej hodnoty, z ktorých menej priepustný vystupuje v podložnej pozícii.

Povodie Domanižanky sa naproti tomu vyznačuje podstatne väčším množstvom výverov, naviac veľkých výdatností. Sústreďujú sa na styku karbonatických komplexov chočského príkrovu s horninami paleogénu a do údolí pravostranných prítokov Domanižanky, hlboko narezávajúcich karbonáty chočského príkrovu Zliechovskej hornatiny. V dôsledku laterálnej (tektonickej) alebo nadložnej pozície menej priepustných hornín paleogénu domanižskej kotliny voči karbonatickým komplexom chočského príkrovu majú tieto vývery väčšinou prelivový charakter. Významné sú však i vlastné zlomové vývery, viazané najmä na priečne a diagonálne línie, resp. na miesta ich kríženia (obr. 1).

Rozdielnosť v genéze, početnosti, celkovej výdatnosti a priestorovom (včítane výškovej relácie) rozmiestnení výverov v povodí Rajčianky a Domanižanky (obr. 4) a ich geologická stavba nasvedčujú tomu, že *záujmové územie predstavuje ako celok jednostrannú hydrogeologickú štruktúru so zostupným prúdením podzemných vôd z údolia Rajčianky cez Zliechovskú hornatinu k domanižskej kotline. V tejto štruktúre triasové karbonatické horniny chočského príkrovu* (včítane zátopného územia nádrže) *plnia funkciu infiltračnej oblasti*, prestupového a prevodneného pásma, *horniny neokómu križňanskej jednotky funkciu nepriepustného podkladu* (pričom v dôsledku výškovej pozície voči erozívnym



Obr. 4 Relácia výverov podzemných vôd medzi údolím Rajčianky a Domanižanky
● počet výverov; — úhrnná výdatnosť

bázam a sklonu povrchu ovplyvňujú i smer prúdenia) a *horniny paleogénu domanižskej kotliny plnia funkciu laterálnej bariéry.*

Je nesporné, že akumulácia vody v nádrži by len zvýraznila funkciu tejto hydrogeologickej štruktúry v neprospech projekčného zámeru. *Záverom možno teda konštatovať, že nebezpečie úniku vody z nádrže smerom k domanižskej kotline je viac ako pravdepodobné.*

Otázka náhradného situovania vodárenskej nádrže

Napriek nepriaznivým inžiniersko-geologickým podmienkam výstavby vodárenskej nádrže v navrhovanej alternatíve Fačkov zostáva jej situovanie na toku Rajčianky i naďalej aktuálne. Pochopiteľne, že výber ďalších alternatív je potrebné s ohľadom na zložité pomery podriadiť inžiniersko-geologickým podmienkam.

Vlastný tok Rajčianky možno z tohto hľadiska rozdeliť na tri pomerne odlišné úseky, ktoré sú adekvátne základným geologickým jednotkám.

Prvý úsek, ktorý priestorove zaberá najhornejšiu časť toku Rajčianky, zodpovedá vystupovaniu jurských a spodnokriedových členov zliechovskej série križňanskej jednotky. *Základná charakteristika*: priaznivé horninové zloženie podkladu z aspektu výstavby hrádzového telesa i úniku vody z nádrže,

možnosť výberu morfologicky prijateľného priehradného profilu, menšia pravdepodobnosť získania potrebného nádržného priestoru a napokon projektovanému odberu nezodpovedajúce prietočné množstvo.

Druhý úsek, ktorý zasahuje až po s. okraj obce Šuja, je budovaný výlučne triasovými horninami chočského príkrovu. Vzťahuje sa naň problematika, ktorá bola predmetom výkladu v predchádzajúcich kapitolách, a preto situovanie vodárenskej nádrže tu neprichádza do úvahy.

Tretí úsek, vymedzený na J obcou Šuja, na S Rajeckými Teplicami, je súčasťou rajeckého výbežku žilinskej kotliny, založenej na paleogénnych horninách (prevažne ílovcovo-pieskovcové súvrstvie) myjavsko-žilinského pásma. Ide teda o prostredie, v ktorom bolo už úspešne vybudované viacero priehrad. *Nepriaznivými faktormi sú*: veľká hustota osídlenia, obťažný výber morfologicky výhodných miest pre situovanie priehradného profilu a značný rozsah zosuvných procesov na svahoch údolia.

Z prítokov Rajčianky prichádzajú do úvahy najmä potoky Ráztoka a Lesnianka. V prvom prípade by bolo možné celú nádrž situovať do prostredia spodnokriedových hornín zliechovskej série križňanskej jednotky, v druhom prípade na antiklinálnu štruktúru vrchnotriasových až spodnokriedových hornín ďurčinskej série tej istej jednotky s jadrom tvoreným bridlicami a kremennými pieskovcami keupra. V oboch prípadoch majú však vodotoky značný spád, ktorý by vyžadoval pre vytvorenie potrebného objemu nádrže relatívne vysoké hrádzové telesá a v porovnaní s Rajčiankou nižšie a menej vyrovnané prietočné množstvá. Tento nedostatok však možno kompenzovať doplnkovým prevedením vody z paralelných tokov alebo z Rajčianky.

Záver

Realizovaný inžiniersko-geologický prieskum ukázal, že riešenie definitívneho vodného zdroja pre Žilinu a jej okolie vo forme vodárenskej nádrže situovanej na rieke Rajčianke v priestore obce Fačkov sa vyznačuje značnou komplikovanosťou, ktorá spočíva predovšetkým v problematike úniku vody podzákladím a svahmi priehradného miesta, ako aj úniku vody z nádrže mimo vlastného údolia Rajčianky. Za súčasného stavu poznatkov by jej realizácia bola nesporne riskantná. Daný projekčný návrh by preto bolo možné akceptovať len ako krajné riešenie v prípade neúspechu ďalších alternatív.

V tejto situácii je však účelné, aby boli podrobené dôkladnému vodohospodárskemu a inžiniersko-geologickému rozboru ostatné úseky toku Rajčianky a jej prítoky (Ráztoka, Lesnianka), ktoré predbežne dávajú, i keď za zhoršených podmienok, predpoklady pre vhodné situovanie vodárenskej nádrže.

Záverom si dovoľujeme poďakovať Doc. Ing. J. Šilarovi, CSc. za cenné informácie o metodike inžiniersko-geologického prieskumu vodohospodárskych diel v karbonatických komplexoch.

Do tlače odporučil J. Srnánek Zadané 4. 5. 1969

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1947: Správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica v r. 1947. Práce ŠGÚ 16, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1951: Podrobná geologická mapa ČSR, list Považská Bystrica. — [3] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát II. Vyd. SAV, Bratislava. — [4] Andrusov D.—Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [5] Maheľ M., 1946: Geológia strednej časti strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ 14, Bratislava. — [6] Maheľ M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce ŠGÚ 18, Bratislava. — [7] Maheľ M., 1961: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geologické práce, Zošit 60. Bratislava. — [8] Maheľ M. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina. — [9] Mazúr E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé okolie. Vyd. SAV, Bratislava. — [10] Polášková M., 1965: Nádrže pre zásobovanie Žiliny pitnou vodou. Manuskript-Geofond IGHP, Žilina. — [11] Polášková M., 1967: Definitívny vodný zdroj Žilina — vodárenská nádrž Fačkov na Rajčianke, orientačný prieskum. Manuskript-Geofond IGHP, Žilina. — [12] Polášková M., 1967: Definitívny vodný zdroj Žilina — vodárenská nádrž Fačkov na Rajčianke, II. etapa. Manuskript-Geofond IGHP, Žilina. — [13] Polášková M., 1967: Definitívny vodný zdroj Žilina — inž.-geologické posúdenie toku Rajčianky Manuskript-Geofond IGHP, Žilina. — [14] Polášková M.—Kalaš L.—Banský M.—Hornung T., 1967: Definitívny vodný zdroj Žilina — vodárenská nádrž Fačkov na Rajčianke, predbežný prieskum. Manuskript-Geofond IGHP, Žilina.

M. POLÁŠKOVÁ — S. POLÁŠEK

ENGINEER-GEOLOGICAL PROBLEMS OF THE CONSTRUCTION OF A DAM FAČKOV ON THE RIVER RAJČIANKA

(Summary of the Slovak text)

The dam was aimed to supply the town Žilina and its vicinity with water. It has been situated in an area built of the Lower Cretaceous of Krížna unit and of Čierny Váh and Strážov series of the Choč nappe. The principal engineering problem of the dam concerns water escaping through the foundations of the dam site and through the left slopes into the adjacent Domaniža depression.

The escape of water through the foundations and the branches of the dam site is determined by high cleavage permeability of limestones, still increased due to karst phenomena, incomplete, though, yet extended to considerable depth.

The escape of water from the dam out of the Rajčianka r. valley is due to morphological relationship with Domaniža depression, and to the rock composition of Zliechovská hornatina Mts. forming a montane divide between the depressions mentioned. The distance between the valley of the Rajčianka r. and Domaniža depression is 4,2—4,5 km, the altitude difference being 140—150 m. The Zliechovská hornatina Mts. are built of well permeable Triassic limestones and dolomites of the Choč nappe. These supported movements of water from the dam (at the altitude relations quoted) mainly along fault lines with higher degree of mechanical discontinuity and with karst phenomena. This is proved by presentday spatial arrangement of springs of underground water, concentrated predominantly on the margins of the Domaniža depression, by the levels of underground waters on the left slopes of the Rajčianka r. and by travertina deposits near the exits of valleys from the Zliechovská hornatina Mts., etc.

These facts led to the conclusion about a considerable risk connected with the etablishment of a dam in the conditions described. It is recommended to build the dam in more favourable engineer-geological situation.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 55 | str. 215—216 | Bratislava | 1971

O. V. COŇ* — J. SLÁVIK**

VEK RYOLITOV ZEMPLÍNSKEHO OSTROVA

Vekové zaradenie vulkanických hornín z oblasti zemplínskeho ostrova bolo v literatúre viackrát diskutované (J. Seneš — J. Švagrovský 1957, J. Janáček 1959, M. Kuthan in V. Čechovič 1963 a in A. Matějka 1964, naposledy J. Slávik 1968 a J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968, B. V. Merlič a i. 1968).

Na základe pyroklastických hornín v stratigraficky datovaných horizontoch bola ryolitická vulkanická aktivita pozorovaná v lanzendorfskej sérii, t. j. v spodnom tortóne s. l., resp. v spodných častiach badenu (lagenidová zóna), v spiroplectaminovej zóne badenu (oblasť Klečenov—N. Žipov). Koncom spodného sarmatu a vo vyššom sarmate (Lastovce, Kuzmice, Michaľany) J. Slávik (1968), J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik (1968) spájali s týmito pyroklastikami aj dómy, resp. kumulodómy ryolitov M. Bara v centrálnej časti a Cejkov a Hrčel na severnej periférii zemplínskeho ostrova.

Zo vzoriek týchto lokalít boli určené v mass-spektrometrickom oddelení lvovskej univerzity absolútne veky s týmito výsledkami:***

ryolit — kameňolom Malá Bara — 16,2 ± 2,0 mil. rokov
ryolit — kameňolom Hrčel — 15,7 ± 2,8 mil. rokov
ryolit — kameňolom Cejkov — 14 ± 1,1 mil. rokov
xenolit ryolitu z cejkovského telesa — 14,1 ± 2 mil. rokov.

Vek vzorky z kameňolomu M. Bara veľmi dobre korešponduje s vekom ryolitových pyroklastík z vrtu Žipov-1, ktorý leží na hranici zóny aglutinujúcich foraminifér a bolivino-buliminovej zóny tortónu s. s., teda vnútri badenu na hranici zóny *c* a *d* a jeho vek je 16,0 ± 2,0 mil. rokov (Bagdasarjan — Slávik — Vass in lit.).

* Geologičeskaja laboratorija lvovskogo instituta AN, Lvov, SSSR
** Slovenský geologický úrad, Mlynská dol. 1, Bratislava
*** Zdá sa, že výsledky sú zaťažené menšou systematickou chybou a treba uvažovať so znížením uvedených hodnôt o 5—10 %.

Telesá Hrčel a Cejkov, ktoré sú si petrograficky i geologickou pozíciou blízke, vykazujú aj vekovú blízkosť. Podľa hodnôt absolútneho veku ich možno považovať za vrchnobadenienské, vytvorené v bulimino-rotaliovej zóne (A. Papp a i. 1968).

Uvedené absolútne veky ryolitických hornín spresňujú doterajší pohľad na priebeh ryolitového vulkanizmu východného Slovenska a definujú prítomnosť extruzívnej vrchnotortónskej ryolitovej činnosti priamo na zemplínskej elevácii a na jej periférii, pričom je zrejmé, že ryolitová činnosť prebiehala v pomerne dlhom časovom intervale.

Do tlače odporučil O. Samuel

LITERATÚRA

[1] Čechovič V.—Seneš J. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Trebišov—Čierna. Geofond Bratislava. — [2] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografia neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [3] Matějka A., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov—Košice. Geofond Bratislava. — [4] Merlič B. V.—Slávik J.—Spitkovskaja S. M.—Rudinec R.—Čverčko J., 1968: Cep neogenovych pogrebennych vulkanov v južnoj časti zakarpatskogo vnutrennego progiba. Geologičeskij sbornik Lvovs. geol. obščestva Nr 11, Lvov. — [5] Papp A. und mitarb., 1968: Nomenclature of the Neogene of Austria. Verh. Geol. Bundsanst. Wien. — [6] Seneš J.—Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [7] Slávik J., 1968: Chronology and Tectonic Baskground of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [8] Slávik J.—Čverčko J.—Rudinec R., 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [9] Bagdasarjan G. P.—Slávik J.—Vass D., 1971: Porovnanie chronostratigrafického a biostratigrafického veku niektorých významných vulkanitov východného Slovenska. Geol. práce, Správy 55, Bratislava.

Geologické práce, Správy 55 | str. 217—225 | Bratislava | 1971

IMRICH VAŠKOVSKÝ*

SPRÁVA O ÚČASTI NA SYMPÓZIU SPRAŠOVEJ KOMISIE INQUA V BULHARSKU V DŇOCH 16.—24. 9. 1970

(6 obr. v texte)

V rámci Medzinárodnej únie pre štúdium kvartéru (INQUA) veľmi aktívne pracuje komisia pre stratigrafiu spraší v Európe (predsedom komisie je prof. dr. Július Fink — Rakúsko).

Komisia vznikla v r. 1961 na sympóziu o sprašiach, ktoré prebiehalo počas VI. medzinárodného kongresu INQUA v Ľubline (Poľsko). Po tomto sympóziu sa členovia komisie každoročne stretávali v niektorom európskom štáte pre spoločné posúdenie významnejších profilov (tak spraší, ako aj fosílnych pôd, ktoré sa v nich nachádzajú). Takéto sympóziá sa uskutočnili už v NDR, ČSSR, MĽR a Rakúsku. Výsledky práce komisie za prvé pracovné obdobie zhrnul prof. dr. J. Fink v referáte na VII. kongrese INQUA v USA (r. 1965) a boli publikované. Roku 1966 sa pracovné sympózium komisie konalo v Juhoslávii, v r. 1967 v Belgicku. Podobne ako na predchádzajúcom VII. kongrese, aj na VIII. kongrese INQUA vo Francúzsku v r. 1969 boli výsledky práce komisie zhrnuté v referáte predsedu. Okrem toho pod redakciou prof. dr. J. Finka bolo vydané z príležitosti kongresu súborné dielo, v ktorom sú opísané dôležitejšie sprašové profily z jednotlivých európskych štátov pod názvom „La stratigraphie des loess d'Europe". Zo Slovenska sú v ňom opísané profily Moravany a Komjatice.

Sympózium komisie INQUA v Bulharsku trvalo 6 dní (17.—22. 9. 1970). Zúčastnili sa na ňom zástupcovia Bulharska, Rumunska, Maďarska, Poľska, Francúzska, Holandska, NSR, Rakúska, NDR, ČSSR, ZSSR a Juhoslávie. Exkurziu viedli prof. Minko Minkov a Emília Fotakieva, ktorí sa už niekoľko rokov zaoberajú problematikou spraší v Bulharsku.

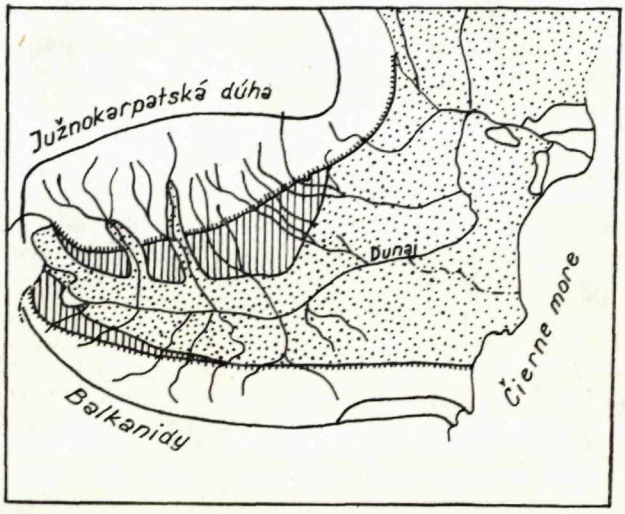
Trasa exkurzie viedla zo Sofie—Michajlovgradu—Pleven—Russe—V. Tirnovo—Botevgrad späť do Sofie. Exkurzia zahrnovala tieto lokality: Zlatja, Lom, Vlčedrom, Sofronievo, Harlez, Kozloduj, Orjachovo, Pleven, Kosar—Belene, Bosilkowic, Razsadnik a Tutrakan.

Spraše a sprašové hliny v Bulharsku sa nachádzajú iba na severe krajiny (to ovplyvnilo aj voľbu exkurznej trasy), kde zaberajú úsek, ktorý je na S ohraničený terajším tokom rieky Dunaj, na Z, JZ a J zhruba oblúkovite sa stáčajúcim pohorím Balkán a na V Čiernym morom. Vymedzený úsek možno v podstate považovať za j. časť plošne veľmi

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

rozľahlej Dolnodunajskej nížiny, ktorej s. časť (severne od toku Dunaja) sa rozprestiera v Rumunsku (obr. 1).

V severnom Bulharsku (podľa D. Jaranova 1961) spraše pokrývajú cca 9800 km² a sprašové hliny asi 12000 km² územia. Údaje o rozšírení, stratigrafickom členení a vlastnostiach týchto sedimentov sú publikované vo viacerých prácach (G. Gunčev 1935, P. Bojkov 1936, B. Stefanov 1938, Ž. Glbov 1946, I. P. Gerasimov 1949, D. Jaranov 1955, 1961, K. Mišev, 1959, M. Minkov 1959, 1968, Cv. Michajlov 1961, 1969, Em. Fotakieva 1970, Em. Fotakieva—M. Minkov 1966 ai).



1 2 3

Obr. 1 Rozšírenie spraší a sprašových hlín v Dolnodunajskej nížine

1 — ohraničenie nížiny; 2 — dolnodunajská sprašová oblasť; 3 — prechodné územie k pohoriam bez sprašového pokryvu

Hydrograficky tento úsek severného Bulharska patrí do povodia Dunaja, ktorý s pravostrannými prítokmi odvodňuje celé jeho územie. Hydrografickú sieť tvorí väčší počet riek a potokov (od západu na východ: Vidibe, Skomľa, Lom, Cibrica, Ogosta, Iskar, Vit, Osma, Jantra, Russensky Lom atď.), ktoré sa vlievajú do Dunaja. Tieto toky sa vyznačujú pomerne vyrovnanými prietokmi počas roka. Územie v. od Russe odvodňuje len niekoľko menších potokov, ktoré sa vyznačujú veľmi nestálymi prietokmi a v letných mesiacoch obyčajne vysychajú.

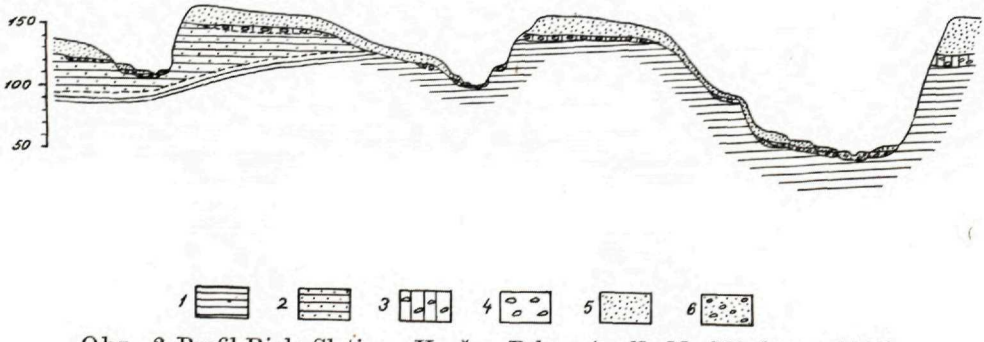
Predkvartérne útvary predstavujú pestrú mozaiku stratigraficko-litologických členov, počnúc od vallangu, barému, aptu, albu, senónu, danu, eocénu, tortónu, sarmatu, končiac pliocénom. Mnohé z nich vystupujú na povrch najmä v j. časti úseku, prípadne aj v s. (v dolinách riek a pod.). Ich priestorové rozmiestnenie nie je však všade rovnaké.

Podobne ako na našom území v Podunajskej nížine, aj v severnom Bulharsku sa naráža na problém stanovenia hranice terciér — kvartér. Malé objasnenie k tejto otázke môže priniesť analýza vzťahov medzi pliocénom a pleistocénom v centrálnej časti lomskej depresie, kde pliocén je zastúpený všetkými stupňami: meot, pont, dak a levant. „Odumieranie" pliocénneho bazénu sa tu zvýrazňuje striedaním hlín a piesčitých vrstiev, ktoré poukazujú na ukončenie subakválnej sedimentácie, postupné vysušovanie a silné splytčenie prínosom hrubého terigénneho materiálu a silným zvetrávaním „ferritizáciou". Prechod spodnej časti série do vrchnej, faciálny charakter sedimentov, aj obsah fauny

Zyg. borsoni Hays a An. arvernensis (P. Bakalov 1911, G. N. Zlatarski 1927) hovorí za ich príslušnosť k pliocénu. Vyššie vo vertikálnom slede vrstiev v depresii (na pravom brehu rieky Lom a Cibrica) pozorovať na niekoľkých miestach na sedimentoch pliocénu s rozmyvom uložené hrubozrnné, diagonálne zvrstvené piesky a štrkopiesky (mocnosť okolo 2—3 m). Na niektorých lokalitách Vlčedrom (Kozja grbica), Trajkovo, Zlatja, Safronievo atď. boli nájdené pozostatky *Archidiscodon meridionalis* Nesti spolu s *An. arvernensis* Cr. et Job a *Zyg. borsoni* Hays. Táto pozícia súvrství má veľký význam, pretože zahŕňa niekoľko stratigrafických prvkov. Predovšetkým poukazuje na erózny kontakt s podložnými levantskými sedimentmi a obsahuje faunu, ktorej asociácia sa odlišuje od podložných sedimentov. M. Minkov (1968) nazýva vrchné súvrstvie bazálnym komplexom a zaraďuje ho do spodného villafranchienu. Ďalej však, vo vertikálnom smere v odkryve pri ceste Orjachovo—Ostrov, sa nad bazálnym komplexom nachádzajú ešte silne zvetrané, zle vytriedené, hrdzavé štrkopiesky, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou patria do vrchného villafranchienu.

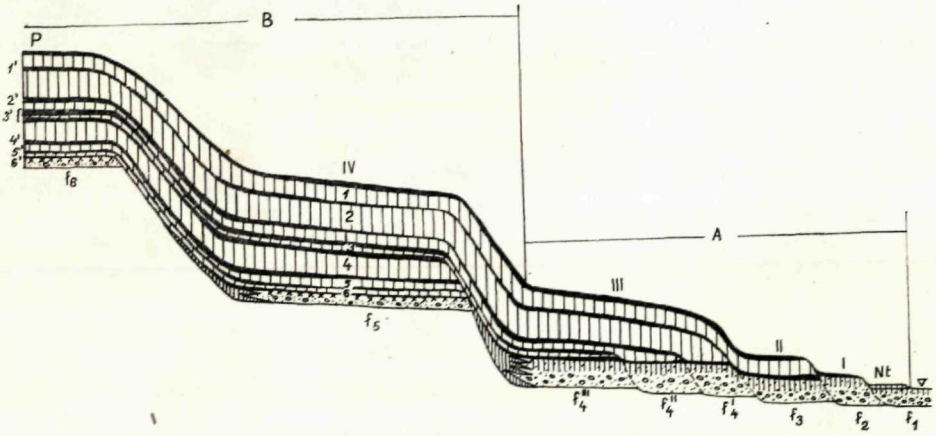
Opísané komplexy sa neobmedzujú len na priestory vyznačujúce sa pliocénnou sedimentáciou, s ktorými vytvárajú všeobecný povrch, ale nachádzajú sa aj mimo nich, príp. na starších útvaroch. Tak napr. na medziriečisku riek Iskr a Vit v priestore medzi Pisarevom a Plevovom pokrývajú krasové plató, prípadne sú uložené na sarmate. Na medziriečisku riek Osm a Jantra je bazálny komplex uložený na erodovanom povrchu kriedových útvarov (v okolí Pejčino, Bosilkovic, Belenko a pod.).

Do jednotného povrchu tvoreného bazálnym a vrchným horizontom sú akoby vrezané (v okrajových častiach medziriečisk) sedimenty s výraznejším fluviálnym charakterom. Ich bázy sa nachádzajú v rôznych výškach (najčastejšie asi 100 m nad Dunajom). Predpokladá sa, že patria k najstarším riečnym terasám a vekove sú zaraďované do günz/mindelu — senprestu (obr. 2). Na opisovanom území sa nachádzajú aj fluviálne sedimenty, spraše a sprašové hliny, ktoré sú podrobnejšie opísané ďalej.



Obr. 2 Profil Bjala Slatina—Kneža—Pelovo (podľa M. Minkova 1968)
1 — sarmat, 2 — bazálny komplex, 3 — pokryvný plášť, 4 — semprest?, 5 — spraš, 6 — fluviálne sedimenty

Formovanie reliéfu a sedimentogenéza počas kvartéru a s tým súvisiac denudačné procesy prebiehali v úseku severného Bulharska v podmienkach kontinentálneho vývoja a nerovnomerných tektonických pohybov. Charakter a intenzita týchto procesov neboli na celom úseku počas kvartéru rovnaké. V najnižšie položenej časti úseku (ktorému sme sa počas exkurzie najviac venovali) na medziriečiskových priestoroch sa uplatnila striedavo eolická činnosť spojená s akumuláciou terigénneho materiálu, s procesmi pedogenézy. Komplikovanejšia situácia v procesoch morfogenézy a sedimentogenézy sa črtá v riečnych dolinách, kde okrem cyklickej eolickej činnosti a pôdotvorných procesov bola aj činnosť fluviálna. Jej pôsobenie bolo spojené s postupným rozvíjaním hydrografickej siete, neskoršie vplyvom erózno-akumulačných cyklov dochádzalo k postupnému rozširovaniu a prehlbovaniu riečnych dolín,



Obr. 3 Profil sprašových pokryvov na terasách pri Trstoniku (oblasť Plevenska) (podľa M. Minkova 1968)

1—6 — sprašové horizonty (S_1—S_6); 1′—5′ — fosílne pôdy (FP_1—FP_5); 6 — sprašiam podobné hliny; f_1—f_4''' — fluviálne komplexy na nízkych terasách v dolinách (A); f_5 — senprestský fluviálny komplex; f_6 — pokryvné pláště (villafrank); P — rozvodie; I — prvá nadinundačná terasa; II — jednosprašová terasa; III — trojsprašová terasa (zložená); IV — plnosprašová terasa; P — plató; A — nízke terasy; B — vysoké terasy

k výškovej diferenciácii terás a pod. V západnej časti Dunajskej nížiny K. Mišev (1959) stanovil 40—50, 20—25, 10—15, 5—7 metrov a súčasnú poriečnu nivu. Em. Fotakieva (1956) v údoliach rieky Osm a Jantra zistila 6 terás nad poriečnou nivou. M. Minkov (1968) stanovil v dolinách Cibrici, Ogosta, Iskr a Vit, Osm a Jantra i v doline Dunaja podľa vzťahu riečnych terás a ich sprašových pokryvov 5 terás: 1. — relatívna výška 1,5—3 m; 2. — priemerná relatívna výška 5—7 m (tieto terasy sú bez sprašových pokryvov). Potom nasleduje 3. — tzv. jednosprašová terasa (priemerná výška 10—12 m); 4. — trojsprašová terasa (s rôznymi priemernými výškami 30—55 m); 5. — plnosprašová terasa (jej priemerná výška u rôznych riek kolíše, všeobecne medzi 55—75 m (obr. 3).

M. Minkov (1968) podľa charakteru priestorového rozšírenia spraší, sprašových hlín a ich vzťahu k podložným sedimentom vyčlenil v predmetnom úseku tieto rajóny (obr. 4):

1. Rajón (I — A) má rovnomerný pokryv sedimentov. Rozprestiera sa v najnižšie položenej časti nížiny s priemernými absolútnymi výškami asi 170 m. Tvoria ho prevažne eolické spraše, uložené na terasách Dunaja a jeho pravostranných prítokov a tiež na medziriečiskách. Rajón vytvára pás pozdĺž toku Dunaja, ktorý sa sz. od mesta Vidin kosákovite stáča až vykliňuje a smerom v. sa postupne rozširuje. Severné ohraničovanie rajónu tvorí tok Dunaja; južné ohraničenie je menej výrazné a prebieha približne po čiare jz. od mesta Lom, potom j. od Biala Slatina, Pleven, Levský, Kurbat, jz. od Tolbuchina k mestu Šabla.

2. Rajón (I — B) sa vyznačuje nerovnomerným, slabo prerušovaným pokryvom sedimentov, tvorených najčastejšie eolickými a eolicko-deluviálnymi sprašovými hlinami. Jeho povrch sa smerom na j. k Predbalkánu postupne zvyšuje a na hranici s Rozgradským valom dosahuje výšku 500 m. Pokryvy majú menšiu mocnosť, j. smerom nadobúdajú ostrovný charakter. Reliéf má výrazný pahorkatinný ráz.

3. Rajón (I — C) má ostrovný vývoj pokryvných sedimentov, ktoré reprezentujú najmä eolické a eolicko-deluviálne sprašové hliny, Vo vyšších polohách sa nachádzajú aj eluviálne hliny s málo výrazným sprašovým charakterom. Rajón zaberá prechodnú oblasť k Predbalkánu.

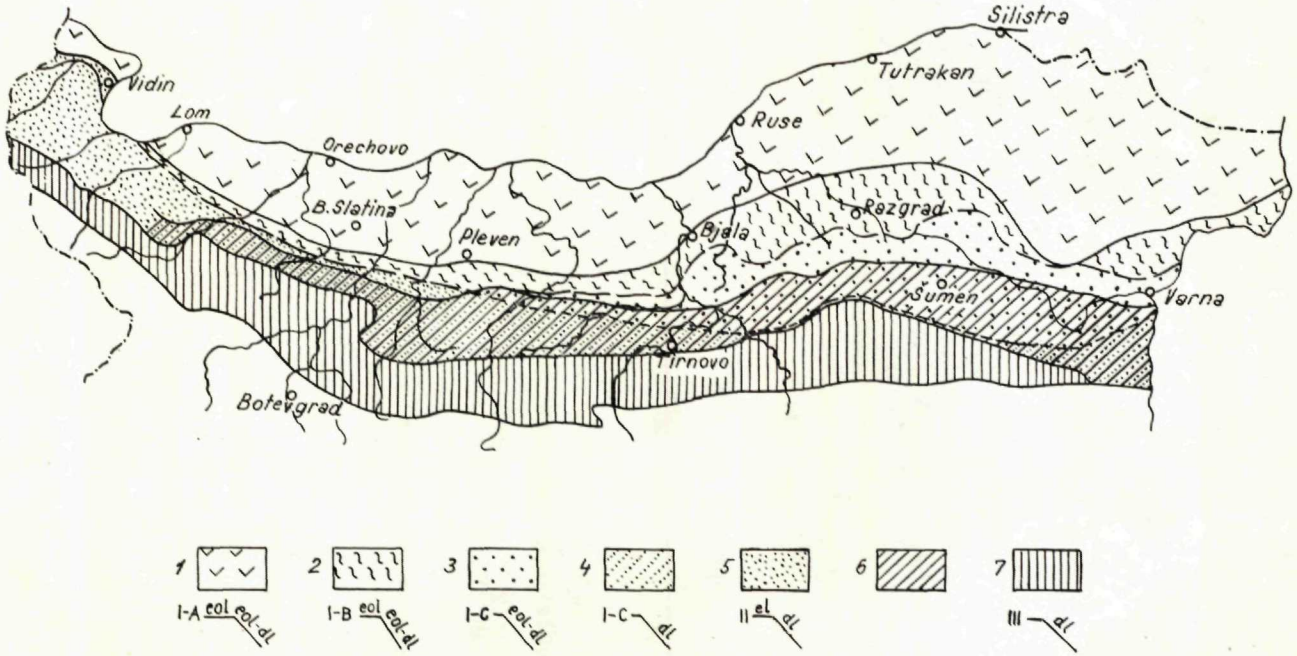
4. Rajón (II) je charakteristický prevládajúcim vývojom eluviálnych hlín. Tento rajón sa vkliňuje medzi Predbalkán a j. okraj dunajských spraší. Vytvára vyvýšené plató silne členené dolinami potokov.

5. Rajón Predbalkánu (III). Pokrývka v tomto rajóne má skôr sporadicky ostrovný charakter, pozostáva z deluviálnych sedimentov, ktoré sú uložené na svahoch.

Z uvedeného vidieť, že sprašové hliny pokrývajú tak predkvartérne útvary, ako aj kvartérne sedimenty (villafranchiensenprest) na plató a mladšie terasové stupne v dolinách. Hrúbka sprašových sedimentov je variabilná; dá sa usúdiť z hĺbky priečne pretínajúcich sprašových pokryvov riečnych dolín a roklí a tiež na základe vrtov. Podľa mapy izolínií mocností sprašových pokryvov zostavenej M. Minkovom a Kr. Stoilovom sa ukazuje, že ich mocnosť smerom j., jv. a jz. postupne klesá a nakoniec sa vykliňuje. Najväčšie mocnosti (v priemere nad 50 m) sú v priestore Orjachovo, Nikopol, Sviščov a Russe, pričom najväčšia mocnosť je zaznamenaná podľa vrtov v Orjachove (102 m) a Nikopol (93 m). Západne od rieky Russenský lom sa mocnosť sprašového pokryvu mení v smere od z. na v. (zo 40 m klesá na 10 m), k podobnej zmene mocnosti dochádza aj v smere od S. na J.

Ďalšou zaujímavosťou tu je, že popri zmene mocností v sprašových pokryvoch dochádza s postupným narastaním nadmorskej výšky smerom k pohoriam k stenčovaniu a narastaniu mocnosti sprašových hlín, ktoré sa potom tiež vykliňujú.

Úplný sprašový pokryv, vyvinutý na všetkých formách reliéfu a ukončený v senpreste, pozostáva zo šiestich sprašových horizontov: S_1, S_2, S_3, S_4, S_5



Obr. 4 Vymedzenie rajónov so sprašovými pokryvmi (podľa M. Minkova 1968)

1 – I – A – rajón s rovnomerným pokryvom; 2 – I – B – rajón so slaboporušenými pokryvmi; 3 a 4 – I – C – rajón s ostrovným vývojom pokryvom eolických (eol.) a deluviálnych (dl) spraší; 5 – II – rajón s eluviálnymi (el) a deluviálnymi hlinami; 6 – prechodná zóna k Predbalkánu; 7 – III – rajón Predbalkánu so sporadickým ostrovným zaľovaním deluviálnych sprašových hlín

a S_6. Na všetkých horizontoch sú vyvinuté fosílne pôdy. Na povrchu prvého sprašového horizontu je vyvinutá recentná pôda (RP); na povrchu S_2 — prvá fosílna pôda FP_1); na povrchu S_3 — (FP_2); na povrchu S_4 — (FP_3); na povrchu S_5 (FP_4); na povrchu S_6 — (FP_5) (obr. 3). V hrubších profiloch je tretia fosílna pôda rozdelená na dva samostatné pôdne horizonty ($FP_3{}^a$ — $FP_3{}^b$). Na niektorých miestach pozorovať aj zdvojenie prvej fosílnej pôdy.

Zo všetkých horizontov spraší sú najmocnejšie horizonty S_1, S_2 a S_4. Majú význam typových, vedúcich horizontov. Mocnosť prvého a druhého horizontu je až 40 m; sprašové horizonty S_3, S_5 a S_6 sú tenšie a zvetranejšie ako nad nimi ležiace fosílne pôdy. Tieto zákonitosti sa najvýraznejšie prejavujú na medziriečiskách Ogosta a Russenský lom. So vzdialenosťou od Dunaja sa mocnosť sprašových horizontov zmenšuje, pričom niektoré skoro vyznievajú a fosílne pôdy na nich postupne splývajú, resp. prelínajú sa s horizontmi ležiacimi pod nimi. Pozorovať to na štvrtom, šiestom a siedmom sprašovom horizonte, ktoré majú na sebe tretí a šiesty horizont. Z týchto pôd sa najprv vytráca šiesta a tretia, neskôr aj piata pôda. Vo vzdialenosti cca 70—80 km na J od Dunaja celý sprašový komplex prakticky splýva a fosílne pôdy v podstate predstavujú jednotný, pomerne mocný pedokomplex.

Skutočnosť, že súbežne so sedimentáciou spraší vyvíjal sa aj reliéf územia, spôsobilo rozšírenie mladších sprašových horizontov i fosílnych pôd na mladších formách reliéfu. Tak na terase 22—35 m sedimentovali 3 horizonty spraší, na ktorých sa vyvinula prvá a druhá fosílna pôda (obr. 3) a na terase 12—15 m jeden sprašový horizont, na ktorom je vyvinutá recentná pôda.

Fosílne pôdy (podrobnejšie spracovala Em. Fotakieva 1970): *Prvá fosílna pôda* je zaradená k černozemnému typu. Na rozdiel od starších fosílnych pôd sa vyznačuje tmavočokoládovou farbou. Má dobre zachovanú štruktúru s pseudomyceliami karbonátov. B-horizont je charakteristický pre černozem. Prechod k nemu je veľmi náhly a jasný. Jej zmeny v smere od severu na juh sú podobné terajšej černozemi.

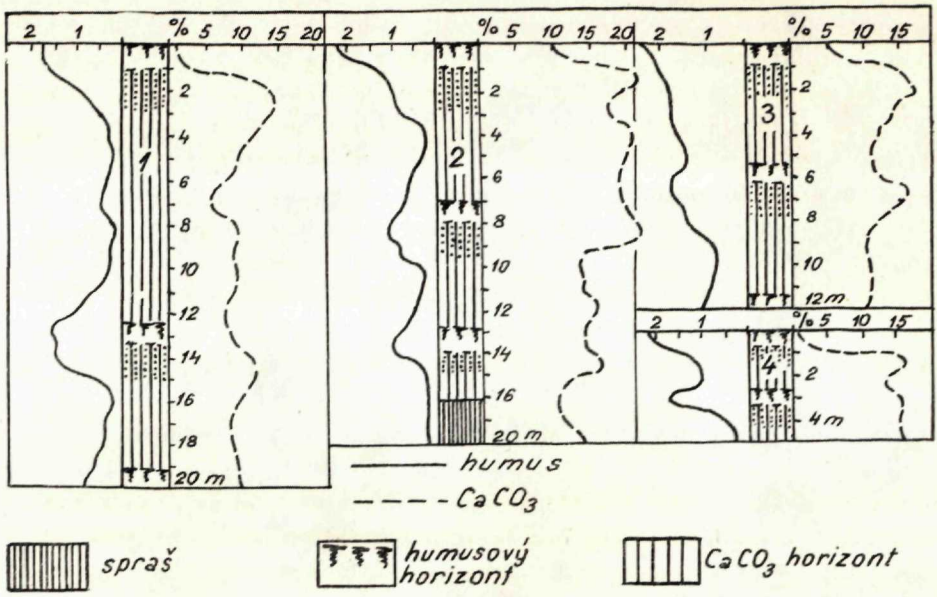
Slabšie vyvinutá *druhá fosílna pôda* sa zaraďuje tiež k černozemi. Má svetločokoládovú farbu. Smerom na J a na svahoch dolín obyčajne splýva so staršími pôdami.

Tretia fosílna pôda sa obyčajne skladá z dvoch profilov $FP_3{}^a$ — $FP_3{}^b$, ktoré najčastejšie splývajú; iba v najsevernejšej časti úseku sú rozdvojené a medzi nimi je tenký horizont spraší. Má hrdzavohnedú farbu. Ide pravdepodobne o lesnú pôdu a nie o černozem, ako ju zaraďuje Em. Fotakieva.

Štvrtá fosílna pôda je vyvinutá na tenkom sprašovom horizonte S_5. Táto pôda je najmocnejšia, má tmavočokoládovú farbu. Zaradiť ju možno k hnedozemi alebo parahnedozemi. Miestami sa v nej dá vyčleniť vrchná časť stepného typu a spodná časť lesostepného typu alebo lesná pôda.

Piata fosílna pôda je slabo výrazná. V spodnej časti má karbonátový horizont a výraznú červenohnedastú farbu. Obsahuje drobné konkrécie Mn a Fe.

Fosílne pôdy sa výrazne líšia od spraší; majú cca o 5—15 % vyšší obsah ílových častí. Rozdelenie obsahu $CaCO_3$ zodpovedá všeobecným zákonitostiam, podobne aj humusu (obr. 5): čím staršie fosílne pôdy, tým menej humusu.



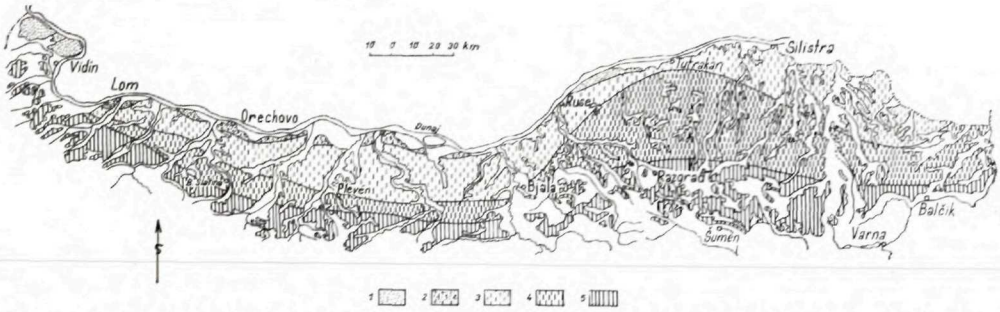
Obr. 5 Zmeny obsahu humusu a $CaCO_3$ vo vertikálnom smere: spraš a fosílna pôda

Tretia a štvrtá fosílna pôda sú vo vrchnej časti bezkarbonátne a v spodnej časti majú bohatý karbonátový horizont s konkréciami. Podobný obraz pozorovať aj u ostatných starších pôd.

Variabilné zloženie sprašových pokryvov podmieňuje aj ich pestrú škálu granulometrickú. Všeobecne tu možno pozorovať určitú priestorovú zákonitosť vo vzájomnom vzťahu jednotlivých frakcií. Zatiaľ čo v západnej časti (medzi Lomskom a Kozlodujom) blízko terajšieho toku Dunaja sa nachádza viac piesčitá spraš (dokonca aj s polohami viatych pieskov), smerom na juh sa obsah piesčitých častí zmenšuje v prospech prachovitých častíc a v najjužnejšej časti prechádzajú v sprašové hliny (obr. 6).

Na základe paleogeograficko-paleontologických a prehistorických poznatkov a na princípe stratigrafickej analógie M. Minkov (1968) zaraďuje prvý sprašový horizont do W_3; druhý do W_2, tretí a štvrtý do W_1; piaty do obdobia rissu, šiesty do mindelu. Staršie spraše ako mindel nie sú zistené. Vekové zaradenie fosílnych pôd M. Minkov určuje takto: prvá zodpovedá W_{2-3}, druhá W_{1-2}, zdvojená tretia riss/würmu, štvrtá mindel/rissu a piata interštadiálu $mindel_{1-2}$.

Na záver tohto krátkeho prehľadu môžeme povedať, že územie severného Bulharska sa vyznačuje zložitým geologickým vývojom počas kvartéru. Poznatky z exkurzie ukazujú, že toto územie popri mnohých spoločných črtách kvartérno-geologického vývoja s naším územím má svoje špecifiká, čím pred-



Obr. 6 Mapa rozšírenia sprašovej formácie v sev. Bulharsku (podľa M. Minkova a Kr. Stoilova)

1 — striedanie (vertikálne i horizontálne) sprašových pieskov a piesčitých spraší; 2 — piesčité spraše; 3 — typické spraše; 4 — hlinité spraše; 5 — sprašové hliny

stavuje do značnej miery odlišnú kvartérnu provinciu, v ktorej veľmi názorne vidíme mnohé dôkazy polyglacializmu. Paralelizácia s naším územím, najmä čo do charakteru spraší a fosílnych pôd, je možná, musí však rešpektovať určité rozdiely v klimatických podmienkach, ich odraz v sedimentoch a pedogenéze. Ďalej by vyžadovala zavedenie jednotných pracovných metód, jednotného poňatia kvartéru, chronológie a pod.

Do tlače odporučil O. Samuel

LITERATÚRA

[1] Bojkov P. J., 1936: Ľost v Severna Blgarija i počvite obrazuvani vrchu nego. Sp. na Blg. geol. d-vo, t. VIII, kn. 1, Sofia. — [2] Gerasimov I. P., 1949: Geomorfologičeskije nabljudenija v Blgarii. Problemy fiz. geogr. t. XIV, M. AN SSSR, Moskva. — [3] Gĺbov Ž. S., 1946: Četvrtični naslagi i četvrtična morfologija. God. na Dir. za geol. i minni proučv., otd. A, t. IV, Sofia. — [4] Gunčev G. S., 1935: Ľost v severna Blgarija. Izv. na Blg. geol. d-ve, kn. 2, Sofia. — [5] Jaranov D., 1956: Ľost i ľosovidnite sedimenti v Blgarija. Izv. na Počv. inst. pri BAN, kn. III, Sofia. — [6] Jaranov D., 1961: Granicata pliocen — pleistocen i stratigrafija na kvaternera v Blgarija. Sp. na Blg. geol. d-vo, god. XXII, kn. 2, Sofia. — [7] Michajlov Cv., 1961: Ľost i ľosovidnite obrazuvanija meždu dolinite na Ogosta i Iskr. Izv. na Geogr. inst. BAN, kn. V, Sofia. — [8] Michajlov Cv., 1969: Ľosovata pokrivka na rečnite terasi v blgarskite krajdunavski nizini. Izv. na Blg. Geogr. dr., kn. IX (XIX), Sofia. — [9] Minkov M., 1959: Fizikomechanični svojstva i klasifikacija na ľosa ot svlačišata v Lomsko. Izv. na Geol. inst. pri BAN, kn. VII, Sofia. — [10] Minkov M., 1960: Ľost i ľosovidnite sedimenti meždu rekite Skomlja i Ogosta. Trud. vrchu geol. stratigr. i tekt., kn. 1, Sofia. — [11] Minkov M., 1968: Ľost v severna Blgarija. Geol. inst. BAN, (komplexno izsledvane), Sofia. — [12] Mišev K., 1959: Geomorfološki izsledvanija na Dunavskata chlmista ravnina moždu rekite Vidbol i Ogosta. Izv. ma Geogr. inst. BAN, t. IV, Sofia. — [13] Stefanov B., 1939: Km vprosa za proizchoda i vzrastta na ľosa v Krajdunavskata nizina. Izv. na Blg. geogr., d-vo, VI, Sofia.

Geologické práce, Správy 55 | str. 227—236 | Bratislava | 1971

JÁN ILAVSKÝ*

GEOLÓGIA A NERASTNÉ SUROVINY REPUBLIKY TOGO

(francúzske resumé)

Republika Togo patrí medzi najmenšie štáty Západnej Afriky s plošnou rozlohou asi 50 000 km², pričom dĺžka od mora k hraniciam Hornej Volty je vyše 800 km (medzi 6. až 11. stupňom severnej šírky) a priemerná šírka cca 40—50 km. Počet obyvateľstva sa odhaduje na 1,5 milióna, z čoho v hlavnom meste Lomé žije asi 100 000.

Povrch krajiny je v podstate peneplén, s priemernými nadmorskými výškami 300—400 m. n. m. Pozdĺž ghanských hraníc a potom k S a SV sa tiahne vrchovina Monts Togo s nadmorskými výškami 500—700 m. Najvyšším pohorím sú Monts Agou pri Palimé, vysoké 1000 m.

Podnebie je tropické s teplotami 30—34° C po celý rok, vlhkosť 95—98 %. Teplotné výkyvy medzi dňom a nocou pri mori sú v rozmedzí 2—5 °C, v pohoriach stredného Toga sa zväčšujú na 2—10° C a na severe krajiny, ktorý má sudánsky typ podnebia, sú rozdiely ešte väčšie.

V dôsledku svojráznej morfológie je rozdelenie zrážok odlišné od ostatných ekvatoriálnych krajín Afriky. Okolie Lomé je anomálne suché so zrážkami ročne okolo 700 mm, pretože leží v zrážkovom tieni Monts Togo, ktoré zachycujú prevládajúce pasátne vetry od JZ. Najviac zrážok padne v Monts Togo, ročne až 4000 mm. Oblasť Lama Kary, ležiaca 400 km od mora, patrí už sudánskemu podnebnému typu a savane.

Vegetácia Toga už nie je dnes typickým reprezentantom klímy a zrážok, pretože je sústavne vystavovaná zásahom človeka (polia, plantáže, osady).

História geologických výskumov územia Toga siaha do začiatku 20. storočia. Práce L. Ammona, W. Koerta a H. Huberta (1907, 1910) vyústili do prvej geologickej mapy 1:1 000 000 a opisov geológie, hlavne ložísk nerastných surovín. Po prvej svetovej vojne územie spracúvali geológovia anglickí (Th. Robertson) a francúzski (M. Arsandaux 1925, V. Katchinsky, A. Chermette, N. Kouriatschy). Posledný vypracoval r. 1930 novšiu geologickú mapu 1:1 000 000. Výsledkom vtedajších prospekčných prác je dielo A. Chermetta (1949), venované hlavne opisu ložísk a výskytov chromitu, zlata, bauxitu, rutilu, olova-zinku. Práce pokračovali i po 2. svetovej vojne, a to už ďalej od pobrežia, čo vyplýva z práce P. Aicarda (1957) venovanej nielen všeobecnej geológii, stratigraffi a petrografii, ale i ložiskám železných rúd na S krajiny. Podrobne bola skúmaná aj pobrežná zóna sedimentov kriedy až pliocénu, najmä so zameraním na fosfáty (M. Slánsky 1962), čo vyústilo vo vybudovanie prvého ťažobného závodu v Togu na fosfáty.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1. Bratislava

Posledné dve práce (Aicard 1957, Slansky 1962) sú zavŕšením geologickej činnosti bývalej francúzskej koloniálnej správy na území Toga. V rokoch 1963—1970 pracoval v Togu značný počet európskych a severoamerických geológov v rámci technickej pomoci OSN. V rámci tohto projektu bolo celé územie spracované v prehľadných mierkach 50 000—100 000 fotogrametricky, aeromagneticky a rádiometricky. Orientačne bolo preskúmaných veľa indícií a ložísk rúd železa, mangánu, dolomitov pre dekoračné účely, sklárskych pieskov, chromitov, kaolinitov, tehliarskych ílov, attapulgitov, stavebných kameňov, vápencov cementárskych i na vápno, zistené boli indície zlata, medi, olova, zinku, niklu, diamantov, azbestu, granátov a navŕtané zdroje pitných a úžitkových vôd. Z expertov treba spomenúť predovšetkým D. W. Smelliea, J. C. Gradyho, de Chetelata, W. E. Petraschecka, B. W. Vassilewského, J. Jurkoviča, A. N. Dempstera, Gravillou, J. Michela.

Geologicko-tektonický vývoj územia Toga je veľmi zložitý. Musíme ho posudzovať z hľadiska geológie celej Západnej Afriky. Do 60-tich rokov sa totiž v Západnej Afrike skončila určitá etapa geologických výskumov, t. j. v podstate základného geologického výskumu v prehľadných mierkach 1:500 000. S touto etapou sa spájajú mená francúzskych a anglických geológov, ktorí položili základy stratigrafie, tektoniky, petrografie a regionálnej geológie Západnej Afriky: P. Legoux (1939), N. R. Junner (1940, 1952, 1954), K. S. Sandford (1945), M. Roques a J. Jung—M. Roques (1948, 1952), R. Furon (1950, 1959), L. Marvier (1953), M. Lelubre (1953). Geológia Západnej Afriky spočívala v tejto etape na deskriptívnych mapovacích prácach a stratigrafia sa riešila len na základe superpozície útvarov a ich stupňa metamorfózy.

Od r. 1954 sa začínajú už objavovať geochronologické práce o Afrike a západoafrickom území na základe rozborov minerálov a hornín. Z nich treba spomenúť práce Wilsona (1954), H. Schürmanna (1955), A. Holmesa—L. Cohena (1957), L. Cohena (1961), J. Stobernacka (1968), A. Vinogradova—A. Tugarinova (1968), čo malo okamžitý odraz v interpretovaní geologicko-tektonického vývoja Západnej Afriky geochronológmi a geotektonikmi. Spomenúť treba hlavne interpretačné a porovnávacie práce A. Arribasa (1960), J. Sougyho (1960), L. Cohena (1961), A. Quenella—E. Haldemanna (1960), E. Machensa (1966), 1968), N. Granta (1969), J. Stobernacka (1968), A. Vinogradova—A. Tugarinova (1968). Poslední dvaja podali návrh na jednotné členenie prekambria vo svete z aspektu geologického, sedimentologického, tektonického, magmatického a geochemického.

Vychádzajúc z citovaných prác západoafrické prekambrium, vrátane územia Toga, možno rozdeliť na tri veľké epochy: *spodné, stredné a vrchné prekambrium*, ktoré kryjú éru od 3500 do 570 miliónov rokov.

I. Spodné prekambrium

Reprezentuje najstaršie časti zemskej kôry s vekom od 3000 do 2700 mil. rokov. A. Vinogradov—A. Tugarinov (1968) ho členia na spodný oddiel: *keevatinský* (od 3000 do 2800 mil. rokov) a vrchný oddiel tzv. *rhodesian* (od 2800 do 2700 mil. rokov).

Na území Západnej Afriky a Toga patrí do spodného prekambria tzv. *dahomeyen* frankofónnych oblastí, *kazila* a *kambija* série oblastí anglofónnych. V Guinei ide o tzv. *simandou* sériu.

Kým dahomeyen nie je možné detailnejšie členiť, zdá sa že v anglofónnych územiach členenie na staršiu sériu *kazila* a mladšiu *kambuji* môže zodpovedať keevatinu a rhodesianu.

Dahomeyen Toga a iných oblastí sa skladá hlavne z bridlíc, fylitov, kvarcitov, mramorov, ktoré sú metamorfované rôznym spôsobom do fácií fylitov, rúl až migmatitov, prípadne sú až granitizované. V areáloch dahomeyenu vidno často väčšie-menšie telesá, šošovky až masívy, či polohy amfibolitov, peridotitov, pyroxenitov, ale i dioritov, leptinitov a pod. Variácie petrografického zloženia ektinitov, embrechitov až po anatexity sú veľmi pestré, často veľmi dobre odkryté, a tak nie div, že v týchto útvaroch vypracovali J. Jung—M. Roques svoju známu *zoneografiu metamorfitov*.

Geochronologické výskumy ukazujú, že komplexy dahomeyenu boli koncom spodného prekambria zvrásnené a metamorfované účinkami granitoidných hornín, ktorých absolútny vek je od 3020 do 2890 mil. rokov (I. Wilson 1957 metódou Pb 207/206 z mozanitov). Dahomeyen ako celok bol vyvrásnený, potom erodovaný a denudovaný.

Z hľadiska nerastných surovín rozsiahle areály dahomeyenu v Togu neposkytujú žiadne významné suroviny s výnimkou dolomitov Gnaoulou, ktoré boli skúmané projektom OSN a využívajú sa ako mramory vo veľkej novej továrni Sotoma (Carrara).

Do spodného prekambria sa zaraďuje v Sierra Leone i časť birrimienu (J. Stobernack 1968), ktoré je však ako celok (L. Cohen 1961) priraďované už do stredného prekambria

II. Stredné prekambrium

V zmysle A. Vinogradova—A. Turaginova l. c. zaberá časový úsek od 2600 do 2000 mil. rokov a na území Západnej Afriky má niekoľko fácií, značne od seba vzdialených priestorove i vývojove, avšak s určitými spoločnými znakmi.

Na území Guineje, Sierra Leone, Libérie, Côte d'Ivoire je to mohutná séria bridlíc až svorov zvaná birrimien. Je veľmi mocná, miestami flyšového charakteru, avšak jednotvárna. Jej absolútny vek určil L. Cohen (1961) metódou olova zo zirkónov vyseparovaných z charnokitov na 2640 mil. rokov.

Séria *birrimienu* na území Ghany a v priľahlých oblastiach na západe (bridlice Marampa-Cohen 1961), má vo vrchnejších častiach okrem bridlíc a kvarcitov aj početné polohy tufov a bázických pyroklastík až intermediárnych hornín (spility, keratofýry), ktoré vznikali ako podmorské výlavy. Na tieto obzory sa viažu v Ghane, Côte d'Ivoire a inde mangánové efuzívno-sedimentárne rudy a kremence a väčšina zlatonosných žíl Ghany a bridlice s obsahmi zlata.

V Togu takýto útvar nebol dosiaľ kartograficky vymedzený, hoci jeho existencia nie je tu vylúčená, hlavne v areáloch tmavých metamorfovaných bridlíc, svorov až rúl v dahomeyene. S určitými pochybnosťami by sem mohli patriť horniny bázického vulkanizmu typu Agou-Kabré v zmysle Aicarda (1957). Na vulkanické horniny bázik sa v Togu viažu drobné indície pyritu exhalačno-sedimentárnej genézy, ktoré majú hojné uzavreniny milleritu. V asociácii s týmito zrudneniami sú aj drobné zrudnenia medenatých rúd, známe hlavne z mladších metamorfných, epigenetických žiliek, podobne i žilky kremeňa s galenitom a sfaleritom. V prípade priradenia bázik do birrimienu, by sem museli potom patriť i chromity a azbesty v Monte Ahito, Monts Djéti a v Monts Kabré pri Lama Kare. Patrili by sem aj serpentinity a ako zvetraliny plášťa bázických hornín aj garnieritové laterity a kolúvia.

Všetky tieto zrudnenia v bázických horninách boli objektom prospekcie a prieskumu OSN v rokoch 1969—1970 a v rokoch predošlých.

Časove mladšími od birrimienu na územiach mimo Toga sú granitoidné intrúzie birrimienu, známe na území Ghany ako granity Cape Coast, Dixcove a Winneba (N. R. Junner 1940, 1954), ďalej na Z v Côte d'Ivoire, Libérii a Guineji ako „stará formácia granitoidov" (Jung—Roques 1952, 1954). Absolútny vek týchto granitov

určil L. Cohen (1961) na 2160 až 2220 mil. rokov metódou olova z galenitov a na základe uraninitu z pegmatitov.

Či na území Toga existujú takéto granitoidy, nie je dosiaľ preukázané, hoci staré formácie: dahomeyen i bázické horniny typu Agou-Kabré sú postihnuté silnou regionálnou i kontaktnou metamorfózou v okolí Palimé (B. Pere 1969, J. Ilavský 1970). Kontaktná metamorfóza podobného typu postihuje však v tomto priestore aj atakorien, t. j. vrchné prekambrium.

V zmysle L. Cohena (1961) a A. Vinogradova—A. Tugarinova (1968) sa birrimienskými granitoidmi završuje stredné prekambrium. Staré terény boli zvrásnené, metamorfované a vyzdvihnuté. Nastal rozpad pôvodne veľkej birrimienskej geosynklinály na menšie bazény vo vrchnom prekambriu.

Vrchné prekambrium

Jeho časový rozsah v zmysle A. Vinogradova—A. Tugarinova (1968) je od 1900 do 570 mil. rokov. Na rozdiel od predchádzajúcich ér, je pre vrchné prekambrium charakteristický detritický a klastický vývoj, ktorý leží na staršom silne zvrásnenom a metamorfovanom podklade; takto to interpretuje i L. Cohen (1961), N. Grant (1969) a J. Stobernacka (1968) pričom treba upozorniť, že táto interpretácia je v rozpore s francúzskymi geológmi J. Jung—M. Roquesom 1949, 1954, R. Furonom 1960 a ďalšími.

Výsledky geochronologických výskumov, ako i geologicko-tektonické a paleogeografické stimuly nás nútia predpokladať, že do vrchného prekambria patrí tarkwaien Ghany a akwapimien, či atakorien Ghany—Toga ako dve rôzne fácie.

1. Tarkwaien Ghany je typický kontinentálny útvar na báze so zlatonosnými konglomerátmi, ktorých zlato pochádza zrejme z podložného birrimienu v širokom okolí Tarkwy. Vyššie prechádza súvrstvie do kvarcitov, pieskovcov a bridlíc o celkovej mocnosti do 3000 m (N. R. Junner 1940). Vrchná časť tarkwaienu pozostáva z početných lávových prúdov a polôh gabier, noritov, doleritov s prechodmi do porfýrov, felzitov až mikrogranitov. Na území Toga nebola dosiaľ takáto séria vyčlenená, avšak v porovnaní s Ghanou by mohla byť ekvivalentnou tarkwaienu s určitými pochybnosťami skupina bázických hornín Agou-Kabré, opísaná už vyššie ako možný birrimien. Takéto začlenenie do vrchného prekambria sme urobili už skôr (J. Ilavský 1970).

Akwapimien Ghany má svoje priame pokračovanie k SV v atakoriene Toga a reprezentuje podľa našej mienky odlišnú fáciu spodnej časti vrchného prekambria. Zaujíma v podstate také isté stratigrafické, tektonické a paleogeografické postavenie ako tarkwaien. Faciálne je však odlišný v tom zmysle, že v Togu nemá atakor bazálne zlepence ani vulkanizmus bázického typu v takej miere ako *tarkwaien*.

Podľa P. Aicarda (1957) i našich výskumov v r. 1969—70 na báze atakoru v Togu je komplex bridlíc, fylitov až svorov s grafitickými polohami a slabými lavičkami itabiritov, nad ktorým je mohutná séria flyšu s prevládajúcimi pieskovcami (kvarcity). Vložky bridlíc majú miestami charakter čiernych bituminóznych bridlíc (Schichts noires). Tieto čierne grafitické bridlice majú vplyvom metamorfózy aspekt fylitov až svorov sericitického, chloritického až muskovitického charakteru. Vrcholové časti pohoria Monts Togo tvoria vrchné pieskovce až kvarcity.

Uprostred flyšovej série atakoru v Togu sú vyvinuté tri obzory hematit-rutilových sedimentov s uránom (davyditom a branneritom), ktoré boli objektom našej prospekcie v r. 1969 až 1970. Rudy sú sčasti združené s tenkými polohami bázických vulkanitov (tufov), ktoré majú vzhľad chloritických až amfibolických svorov (spodný obzor rúd), kým

stredný a vrchný obzor majú sedimentárny charakter v pieskovcoch. Genéza ložísk nie je doteraz jasná.

Séria atakoru v Togu je slabo metamorfovaná a zodpovedá zóne fylitov s prechodmi do svorov. P. Aicard (1957) a tiež N. R. Junner (1940) opisujú na jej báze a styku s podložným dahomeyenom muskoviticko-granátické svory, aké boli objektom prieskumu počas prvej fázy projektu OSN pri Okey-Adjagbékope, s. od Atakpamé (A. N. Dempster 1967, Gravillou 1968). Ide o 2—3 cm veľké almandíny, ktorých využitie má byť preverené v ČSSR. Ložiská sú jednak primárne vo svoroch a tiež aluviálne z rozrušených granátických svorov.

Koncom atakoru alebo akwapimienu došlo podobne ako koncom tarkwaienu k obnoveniu vulkanizmu (N. R. Junner 1940) a intruzívnej činnosti i metamorfizmu, čo potvrdili geochronologické výskumy J. Stobernacka (1968) z územia Sierra Leone-Libéria na 1600 mil. rokov. Odraz tejto fázy metamorfizmu vidieť jednak v intenzívnom vrásnení a premenách tarkwaienu a atakoru a v zmene charakteru sedimentácie mladších, vrchnejších členov vrchného prekambria.

Charakter eruptív sa priestorove menil. Kým v Ghane vidno v akwapimiene gabrá, pyroxenity, peridotity a dolerity (občas serpentinizované) s azbestom a chromitom, v západnejších oblastiach ako Libéria, Côte d'Ivoire, Sierra Leone šlo o rozsiahlu regionálnu metamorfózu sprevádzanú feldšpatitizáciou, migmatitizáciou a tvorbou pegmatitov, vykazujúcich 1600 mil. rokov (J. Stobernack 1968).

2. Na teritóriu Toga a Dahomey prejavy tohto orogénu a metamorfózy nepoznáme, pretože na atakore leží konkordantne séria kandé a vzbudzuje dojem, akoby sa z nej vyvíjala alebo tvorila jej vrchol. Skladá sa z bridličnatých hornín tmavých farieb. Miestami sú sericitické, chloritické, s polohami slabo živcových až biotitických svorov, prípadne v podobe fialových hematitických bridlíc. Podľa P. Aicarda (1957) patria najskôr atakoru.

Geochronologické zaradenie série kandé nie je jednoznačné predovšetkým vo vzťahu ku Katangienu pre ktorý A. Quennell—E. Haldemann (1960) udávajú vek 630 mil. rokov, L. Cohen (1961) 590—625 mil. rokov. N. Grantovo (1969) poňatie „panafrického" orogénu s granitoidmi uvádza vek 600—873 mil. rokov.

V zmysle L. Cohena (1961) prislúchajú tomuto „panafrickému", či katanžskému orogénu galenity v kremenných žilách centrálneho Toga, uložené v dahomeyene pri Aghbandi, ktorých absolútny vek metódou obyčajného olova bol fixovaný na 590 až 625 mil. rokov. Pritom L. Cohen l. c. tvrdí, že séria buém je mladšia ako tento orogén.

3. Séria Buém na území Ghany a Toga prináleží teda do najvrchnejšej časti vrchného prekambria, čo je v súlade so skoršími údajmi N. R. Junnera (1940, 1954), P. Aicarda (1957), R. Furona (1960). Je stratigrafickým ekvivalentom Falémienu západných častí Západnej Afriky (Guinea, Mali, Senegal), alebo série Rokel v Sierra Leone a Libérii (L. Cohen 1961).

V zmysle A. Vinogradova—A. Tugarinova (1968) by vekove mohla séria Buém patriť do časového obdobia medzi 590 až 570 mil. rokov.

Petrografický charakter tejto série podľa citovaných autorov je na báze arkózovitý, vyššie bridličnatý, potom pieskovcový so zlepencami, s polohami jaspisov, hematitov, ako aj s polohami karbonátov a tillitov. V Ghane je vo vrchnej časti série vyvinutý vulkanizmus typu bazaltov, doleritov s prechodmi do ryolitov. S týmto vulkanizmom môžu geneticky súvisieť i hematity-jasspility pri Bandjéli-Bassari, ktoré boli skúmané v rámci prác projektu OSN v rokoch 1963—1967 (A. N. Dempster 1964, Lawson Daku Tete 1968). Kvality rúd sú premenlivé (obsahy Fe od 30% do 55 %); časť ich je

limonitizovaná s obsahmi Fe do 80 %. Celkové zásoby sa odhadujú približne na 1 miliardu ton, nevýhodou však je, že sú vzdialené od mora až 400 km.

Niektorí starší autori (M. Roques 1952, R. Furon 1960) priraďujú do série buém i bázické horniny typu serpentinitov s chromitmi a azbestom; z hľadiska faciálne metamorfných zákonitostí tento názor nie je možné v plnom rozsahu akceptovať.

Séria buém leží diskordantne na sérii kandé alebo na atakore. Staršie série pod ňou sú intenzívne zvrásnené, príkro uklonené, kým séria buém je takmer horizontálna a slabo metamorfovaná. Porovnáva sa so sériou kundelungu strednej a južnej Afriky.

Avšak i po usadení série buém alebo v jeho priebehu došlo k slabému vrásneniu (zlepence vnútri série) a i k slabej metamorfóze, pretože nad ňou leží v pozícii diskordantnej a transgresívnej séria oti-voltaien, patriaca do kambria.

IV. Séria oti-voltaien (spodné kambrium)

V severnom Togu leží na sérii buém diskordantne séria oti-voltaien, a to v podobe širokého pruhu tiahnuceho sa z Ghany do Dahomey a Hornej Volty. Vypĺňa veľký bazén, ktorý sa vytvoril vrásnením po zavŕšení sedimentácie série Buém (N. R. Junner 1940, R. Furon 1960).

Na báze série vyskytujú sa konglomeráty s valúnmi bázik a hornín starších sérií (atakor, buém). Vyššie sa opakujú polohy kremitých pieskovcov, i pieskovcov vápnitých a arkózovitých; nad nimi sú polohy ílovitých bridlíc s vápnitými bridlicami. Na vrchu série sú opäť kremité pieskovce s krížovým zvŕstvením, miestami s polohami mangánových sedimentov, aké sa skúmali v severnom Togu pri Nayega-Nikitindi v projekte OSN (A. N. Dempster 1966).

Séria oti-voltaien nie je metamorfovaná a jej uloženie na sérii buém je takmer horizontálne. Našli sa v nej zvyšky červov a rastlín, zvyšky pripomínajúce Collenie a spikule spongií. Slabé prevrásnenie série oti a polohy konglomerátov, ako i krížové zvrstvenia a rôzne fácie na krátkych vzdialenostiach poukazujú na jej dlhší časový vývin. Zo štúdií Angličanov v Ghane vyplýva, že v sérii oti-voltaien vidia zastúpené celé staršie paleozoikum od kambria po silúr, kým R. Furon (1960) jej pripisuje len kambrický vek.

Nepokojná sedimentácia série, krížové zvrstvenie, intraformačné konglomeráty môžu byť odrazom staropaleozoických intruzívnych fáz, ktoré geochronologicky preukázal H. Schürmann (1955) absolútnym vekom 475—485 mil. rokov zo sľúd na pegmatitových žilách pri Dodon Dai (metódou Rb/Sr) a z monazitov, viazaných na granity (metódou Pb 207/206).

Tým bol vývoj západoafrickej platformy na území Toga a v susedných krajinách prakticky zavŕšený a od čias staršieho paleozoika je už len denudovaný, prípadne postihovaný zlomami o veľkej hĺbke v dôsledku mladších orogénnych fáz, ktoré sa na africkom kontinente odohrávali aj intrúziami. Vidno to hlavne:

1. počas varínskeho orogénu dokumentovanom H. Schürmannom (1955) v Nigérii, kde boli preukázané variské granitoidy absolútnym vekom monazitov a sľúd z pegmatitov hodnotami 245—365 mil. rokov a kedy došlo tiež k rozsiahlemu bázickému vulkanizmu i na území Guineje-Mali (dolerity, gabrá);

2. počas alpínskeho orogénu, dokumentovaného A. Holmesom—L. Cohenom (1957) vekom 157 mil. rokov pre mladé granity v Nigérii (čo zodpovedá kriede-albu) a v tejto dobe vznikali tiež intrúzie diamantonosných kimberlitov na rôznych miestach Afriky (Guinea, Ghana, Côte d'Ivoire, Južná Afrika — preukázaný ich kriedový vek — pozri R. Furon 1960).

Počas alpinského orogénu dochádzalo v depresiách kontinentálneho bloku Afriky ku kontinentálnemu vývoju kriedy vo fácii známej pod menom „Continental Intercalaire". V severnom Togu-Dahomey a v Nigérii ide o formáciu zvanú pieskovce kandi, mocnú do 120 m, ktorá obsahuje v Togu silifikované drevo stromov. V Nigérii sa volá táto séria illo a gundumu a obsahuje známe ložiská uhlia a nafty (R. Furon 1960).

VI. Vrchná krieda až kvartér

Pobrežné časti západoafrickej platformy na území Toga-Dahomey a Nigérie boli od čias vrchnej kriedy (maestrichtu) zaplavené morom, na čo dodnes poukazuje epeirogenetický zdvih. V dôsledku tohto pomalého vyzdvihovania africkej platformy vidieť v pozdĺžnych paralelných pruhoch tieto útvary (Hubert 1919, Kouriatschi 1933, Slánsky 1958, 1962):

1. Maestricht je mocný 200 m a na báze je budovaný pieskami, vyššie bridlicami až uhoľnými bridlicami, ílmi a slieňmi. Toto súvrstvie je ekvivalent nigérijských uhoľných ložísk.

2. Paleocén je mocný 50 m a reprezentuje ho Mont, Thanet a Sparnac s bohatou faunou mäkkýšov a rýb (Oppenheimer 1915; Furon—Kouriatschy 1948). Ide o ílovce, piesčité íly, sliene a vápence.

3. Eocén (Ypres, Lutét) je slabej mocnosti a zastupujú ho sliene a vápence s numulitmi a foraminiferami. V tomto komplexe ležia i významné ložiská fosfátov, ťažené vo veľkých množstvách spoločnosťou Société de Fosphat du Benin pri Hahotoé a upravované v Kpimé pri mori a tiež attapulgity a vápence cementárske, skúmané v rámci projektu OSN v posledných rokoch (Chr. Lawson 1965, 1967).

4. Miopliocén až kvartér, (Continental Terminal) je budovaný s viacerými obzormi pieskov sklárskych, piesčitých ílov a na vrchu s červenými lateritickými hlinami (terre barre), ktoré sa využívajú všade v pobrežnej zóne Toga-Dahomey-Nigérie, i ostatnej Západnej Afrike ako stavebný materiál. Jeho celková mocnosť je do 100 m.

LITERATÚRA

[1] Aicard P., 1957: Le Précambrien du Togo et du Nord-Ouest du Dahomey. Bull. Dir. Fédérale des Mines et de Géol., No. 23, Dakar. [2] Ammon L. von., 1906: Zur Geologie von Togo und von Nigerland. Mitteil. Geogr. Gesellschaft, Bd. I., H. 3, pp. 393—474, München. — [3] Arsandaux H., 1925: Sur la chromite du Mont Djéti, cercle d'Atakpamé (Togo). Bull. Soc. Franc. Mineralogie, XLVIII, pp. 70—76, Paris. — [4] Arribas A., 1960: Las Formaciones metamorficas del Sahara español y sus relaciones con el Precambrio de ortas regiones africanas. Report of XXI. Sess. Intern. Geol. Congr., Part IX, pp. 51—58, Copenhague. [5] Cohen L., 1961: Vue générale sur les données géochronologiques de l'Afrique Centrale et Septentrionale. Geochronology of Rock System, New York. — [6] Dempster A. N., 1966: The Manganese Deposit of Nayega in the Nakitindi Lare, Circonscription Dapango. Manuscript Fond Spécial des Nations Unies, Lomé. — [7] Dempster A. N., 1967: Rapport sur la prospection pour le grenat au Togo. Manuscript, Fond Spécial, des Nations Unies, Lomé. — [8] Furon R. — Kouriatchy N., 1948: La faune eocène du Togo. Mémoires du Musée Nat. Hist., T. 27, fasc. 4., pp. 95—114, Paris. — [9] Furon R., 1960: Géologie de l'Afrique, II. édition. Payot, Paris. [10] Grady J. C., 1967: Photogeology of the Region

between Palimé and Sokodé. Manuscript, Fond Spécial des Nations Unies, Lomé. — [11] Grant N. K., 1969: The late Precambrian to early Paleozoic pan-african orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. Geolog. Soc. Amer. Bull, Boulder, Vol. 80. No. 1, pp. 45—55. — [12] Holmes A. — Cohen L., 1957: Géochronologie africaine, 1956. Mémoires Acad. Roy. Sci. Colon., Tom. V., fasc. 1. — [13] Hubert H., 1908: Mission scientifique au Dahomey. Thése, Larose, Paris. — [14] Hubert H., 1919: Etat actuel des nos connaissances sur la geologie de l'Afrique Occidentale. Carte géol. 5,000.000. Larose, Paris. — [15] Hubert H., 1932: Afrique Occidentale et Togo. Géolo. et Mines, France-Outre-mer. Bureau d'Etat. Geol. Min. Colon., pp. 205—239. — [16] Chermette A., 1949: Esquisse physique et géologique du Togo. Bull. Dir. Min. Gouv. Génér. AOF, No. 11, Dakar. — [17] Ilavský J., 1970: Rapport final du Projet Recherches miniéres et en eaux souterraines do Togo, 1969—1970, Manuscript, Fond Spécial de l'ONU, Lomé. — [18] Jung J.—Roques M., 1952: Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte Géol. France, No. 235, T. L, pp. 1—62. — [19] Junner N. R., 1940: Géologie de la Gold Coast et du Togo Occidental. Traduction d'anglais. Service des Mines A! O! F., Dakar, 1941. — [20] Junner N. R., 1954: Notes on the classification on the Prekambrium of Westafrica. Intern. Geol. Congr. 19th, Algiers, Compte rendu pt. XX, pp. 115—127. — [21] Jurkovič I., 1966: Rapport sur la Mission Togo. Manuscript, Fond Spécial ONU, Tunis-Lomé. — [22] Katchinsky V., 1935: L'or du Togo. Chronique des Mines Colon., 4èmeannée, No. 37. pp. 114—122, Paris. — [23] Koert W., 1910: Notice de la carte géologique du Togo. in Meyer H.: Das Deutsche Kolonial-Reich, Leipzig—Wien, Vol. 2. — [24] Kouriatchy N., 1933: Géologie du Territoire du Togo, carte géologique 1,000.000. Bull. Com. Et. list. et Sci. AOF., No. IV, pp. 493—629. — [25] Kouriatchy N., 1934: La Géologie du Togo. Larose, Paris. — [26] Lawson Daku Tete, 1966: Rapport de mission sur la formation ferrifère de la couvette du Buem au Togo. Circonscription Bassari. Manuscript, Fond Spécial des Nations Unies, Lomé. — [27] Lawson Chr., 1967: Le gîte de calcaire d'Avéta. Manuscript, Fond Spécial ONU, Lomé. — [28] Lawson Chr., 1967: Attapulgite du Togo. Manuscript, Fond Spécial ONU, Lomé. — [29] Legoux P., 1939: Esquisse géologique de l'Afrique Occidentale Française. Bull. Dir. Mines. A. O. F., Dakar, No. IV, — [30] Lelubre M., 1953: Stratigraphie de l'Antécambrienne au Sahara. Bull. Soc. Géol. France, (6), T. 3., pp. 547—577. — [31] Machens E., 1966: Zur geotektonischen Entwicklung von Westafrica. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., 116, pp. 589—597. — [32] Machens E., 1968: Das Präkambrium von Africa. In Lotze F.: Präkambrium, II. Teil südliche Halbkugel, Ferd. Enke-Verlag, Stuttgart, pp. 414—551. — [33] Marvier L. 1953: Notice explicative de la carte géologique d'ensemble de l'A. O. F., Nr. 16, Dakar. — [34] Michel J., 1969: Rapport sur les matériaux locaux de construction au Togo. Manuscript, Keramoprojekt-Trenčín-Fond Spécial des Nations Unies, Lomé. — [35] Oppenheimer P., 1915: Die Eozäne Invertebraten-Fauna des Kalksteins in Togo. Beitr. Geol. Erforsch. d. Deutsch. Schutzgebiete, H. 12, — [36] Péré B., 1969: Recherches géologiques et minières dans la région de Palimé-Adéta. Rapport de fin de mission. Manuscript, Bureau National des Recherches Minières, Lomé. — [37] Petrascheck W. E., 1965: Les minéralisations des roches ultrabasiques du Togo. Manuscript, Fond Spécial des Nations Unies, Lomé. — [38] Quennell A. M.—Haldemann E. G., 1960: On the subdivision of the Precambrian. Rep. of. XXI. Sess. Intern. Geol. Congr. Part IX, pp. 170—178, Copenhague. — [39] Robertson Th., 1921: Report on the geology of Western Togoland-Westafrica. London. — [40] Robertson Th., 1925: The sedimentary and volcanic rocks of western Togoland. Geolog. Magazin, Tom. LXII, London. — [41] Roques M., 1952: Observations nouvelles sur le Précambrien

de l'A. O. F. et du Togo. Rapp. annuel du Serv. géol. de l'A. O. F. pour 1951. Dakar. — [42] Sandford K. S., 1945: The Geology of French West Africa. Geol. Journal, Vol. CV, No 3—4, pp. 130—133, Londres. — [43] Schürmann H. M. E., 1955: First preliminary note on age determinations of magmatic rocks means of radioactivity. Geol. en Mijnbouw, nieuve serie, 17, pp. 217—223, Amsterdam—Haag. — [44] Slansky M., 1962: Contribution a l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Mémoires Bureau Rech. Géol. Min., No. 11. — [45] Smellie D.W., 1964: Airborne Geophysical Survey, feuilles: Togo-1:50.000. Fond Spécial des Nations Unies, Lomé. — [46] Sougy J., 1960: Les séries précambriennes de la Mauretanie Nord-Orientale. Report XXI. Sess. Intern. Geol. Congr., part IX, pp. 59—68, Copenhague. — [47] Stobernack J., 1968: Stratigraphie und Metamorphose des Präkambrischen Grundgebirges der Bong Range in Liberia. Theses Techn. Univ. Clauthal-Zellerfeld, 2. Dezember 1968. — [48] Wassilewski B., 1965: Diamants du Togo. Manuscript, Fond Spécial des Natione Unies, Lomé. — [49] Vinogradov A. P.—Tugarinov A. J., 1968: Geochronological Scale of the Precambrian. Repport of the XXIII. Intern. Geol. Congr. Vol. 6, pp. 205—222. Prague. — [50] Wilson J. T., 1954: Estimates of age for some African Minerals. Nature, 174, pp. 1006, Londres.

LA GÉOLOGIE ET LES RESSOURCES MINÉRALES DE LA RÉPUBLIQUE TOGOLAISE

PAR JÁN ILAVSKÝ

Les récentes recherches géochronologiques (Wilson, Schürmann, Holmes, Cahen, Stobernack, Vinogradov-Tugarinov) ont jeté une lumière nouvelle sur l'évolution géologique et tectonique du Togo et permettent de reconnaître le Précambrien inférieur, moyen et supérieur et le Cambrien sur lequel reposent des dépôts continentaux allant du Crétacé au Mio-pliocène.

1. Le Précambrien inférieur (3000—2700 millions d'années), subdivisé généralement en deux parties — le Keewatin et le Rhodésien, — est représenté au Togo par le Dahomeyen. Ce sont des gneiss, des migmatites, des micaschistes, des dolomies (Gnaoulou) et des niveaux d'amphibolites, de pyroxénites, de leptynites et même de diorites.

La fin du Dahomeyen a été marquée par de puissantes intrusions de granitoïdes dont l'âge absolu est de 3020—2890 millions d'années. Il n'est pas certain que ces granites soient représentés au Togo.

2. Le Précambrien moyen (2600—2000 millions d'années) se présente, en Afrique occidentale, sous plusieurs faciès. L'un de ces faciès, de Birrimien, connu à Ghana et plus loin à l'Ouest, est constitué de schistes et de phyllites; dans sa partie supérieure on observe des roches effusives basiques. Au Ghana cette formation contient des filons aurifères et des gisements de minerais de manganèse. Au Togo, à ce Birrimien pourraient correspondre les roches basiques du type d'Agou-Kabré avec traces de pyrite et de millérite, des minerais de cuivre, des chromites et des asbestes anthophyllitiques (Ahito, Djéti, monts Kabré).

Au Ghana et plus loin vers l'Ouest, on rapporte au Birrimien les intrusions granitoïdes dont l'âge absolu serait de 2160—2200 millions d'années. Ces intrusions ont eu comme effet le plissement et le métamorphisme des anciennes séries: le grand géosynclinal s'est trouvé morcelé en une série de cuvettes plus petites. On ne peut affirmer avec certitude que ces formations soient représentées au Togo.

3. Le Précambrien supérieur (1900—570 millions d'années) à faciès détritique et clastique typique repose en discordance sur le soubassement plus ancien. On distingue plusieurs faciès. a) La partie inférieure du Précambrien supérieur (1900—900 millions d'années) est probablement représentée par le Tarkwaïen du Chana à conglomérats aurifères et, tout en haut, par des roches effusives basiques (gabbros, dolérites, norites), ainsi que par des porphyres, des felsites et autres. Il se pourrait qu'au Togo les roches basiques du type Agou-Kabré appartiennent au Tarkwaïen.

Un autre faciès de la partie inférieure du Précambrien est l'Akwapimien, c'est-à-dire l'Atacorien du Togo et du Ghana. Il s'agit d'une série flyscheuse ayant la même position stratigraphique, tectonique et paléogéographique que le Tarkwaïen du Ghana. Dans l'Atacorien du Togo on a constaté trois horizons de sédiments à hématite et rutile avec de l'uranium et du thorium. A la base de la série atacorienne on connaît des gisements de grenats dans les micaschistes muscovitiques.

A la fin de l'Atacorien et de l'Akwapimien de puissantes intrusions granitoïdes liées aux phénomènes de métamorphisme (1600 millions d'années) eurent de nouveau lieu en Afrique occidentale. Au Togo on ne les connaît pas, sinon par les effets du métamorphisme. L'Atacorien du Togo est recouvert en concordance par la série de Kandé composée de schistes et de phyllites. On a très probablement affaire au sommet de l'Atacorien.

L'âge post-atacorien est assigné aux mouvements orogéniques panafricains, dites katangiens, accompagnés d'intrusions de granitoïdes (âge 873—600 millions d'années). On y rapporte aussi les galènes des filons de quartz du Togo central (Agbandi) dont l'âge absolu est de 625—590 millions d'années. Au cours de ces mouvements orogéniques les séries plus anciennes ont été plissées et métamorphisées.

b) La partie supérieure du Précambrien supérieur est représentée par la série du Buem (590—570 millions d'années). Molassique et flyschoïde, ce faciès est sujet à des variations. Au Ghana, la partie supérieure de cette série contient des roches effusives basiques (basaltes, dolérites) et des ryolites; au Togo on connaît des gisements d'hématite du type jaspes. Faiblement métamorphisée cette série repose presqu'horizontalement sur l'ancien socle métamorphique plissé.

4. Le Cambrien est représenté par la série Oti-Voltaïen déposée dans un synclinal et constituée de sédiments argilo-gréseux, parfois avec des minerais de manganèse. Contient des fossiles. Les intrusions paléozoïques inférieures qui avaient lieu à ce temps influencèrent le caractère de la sédimentation (dépôts clastiques).

5. Du Paléozoïque au Crétacé supérieur le territoire du Togo était émergé et fortement affecté par l'érosion et la dénudation; des lignes de dislocation se formèrent principalement pendant les mouvements orogéniques des cycles varisque et alpin. Ces mouvements sont datés par l'âge absolu des granitoïdes (varisques: 365—245 millions d'années — Nigéria, alpins: 157 millions d'années — Nigéria). Pendant ces mouvements orogéniques des intrusions de kimberlites à diamants se sont également produites en Afrique occidentale. En plusieurs points de l'Afrique de l'Ouest et du Sud on a pu prouver leur âge crétacé.

6. Après le Crétacé supérieur la mer a temporairement envahi à plusieurs reprises la plate-form africaine en y déposant la formation dite Continental Intercalaire qu'au Togo et au Dahomey on appelle grès de Kandi.

Dans la région côtière du Togo et du Dahomey on observe, au contraire, la formation dedite Continental Côtier comprenant des dépôts du Maestrichtien, du Paléocène, l'Eocène et du Mio-pliocène formés de sédiments argileux, gréseux, calcaréo-phosphatés, parfois houillers et pétrolifères.

Institut géologique Dionýz Štúr,
Bratislava

Preložila V. Andrusovová

Geologické práce, Správy 55 | str. 237—238 | Bratislava | 1971

SPRÁVA O ÚČASTI NA II. PLANKTONICKEJ KONFERENCII V RÍME

V dňoch 28. sept. — 9. okt. 1970 zúčastnila som sa na II. planktonickej konferencii v Ríme. Konferencia sa konala v geologicko-paleontologickom pavilóne univerzity. Organizačný výbor tvorili B. Accordi, A. Farinacci, R. Mateucci. Vedecký komitét pozostával z členov: P. Bronnimann, R. Cifelli, M. B. Cita, A. Farinacci, J. Remane, W. Riedel, E. J. Tynan, W. W. Wornardt.

Na konferencii sa zúčastnilo asi 200 mikropaleontológov z Európy, Ázie, Ameriky, Afriky a Austrálie. Zo socialistických štátov boli zastúpené: Čína, ČSSR, Jugoslávia, Maďarsko, Rumunsko a USSR. Rokovacím jazykom bola angličtina.

Konferencia mala vysokú vedeckú úroveň, čo už vopred zaručovalo zloženie vedeckého výboru. V priebehu desiatich dní odznelo 102 referátov. Prevažná väčšina sa zaoberala problematikou vápnitej nanoflóry, ďalej planktonickými foraminiferami a menšia časť bola venovaná iným skupinám fosílnych planktonických organizmov. Jednotlivé referáty boli zoskupené do týchto *sympózií* a tematických celkov: sympózium o vápnitom nanoplanktóne, sympózium o kremitých mikrofosíliách, sympózium o podmorskom vrtnom projekte Joides I—IV (v oblasti Atlantického oceána). *Tematické skupiny*: foraminifery — štruktúra, taxonómia a evolúcia; foraminifery — delenie a ekológia; foraminifery kvartéru; dinoflagelata a príbuzné skupiny; biostratigrafia mezozoika; biostratigrafia paleogénu a biostratigrafia neogénu.

Jednotlivé sympóziá a tematické celky prebiehali paralelne v dvoch sekciách. Prevažnú časť referátov mali špičkoví paleontológovia, ich cieľom bolo oboznámiť širokú paleontologicko-geologickú verejnosť s najnovším svetovým trendom vo výskume planktonických fosílií. Vysoká vedecká úroveň sa odzrkadlila i v ich technicky dokonalých dokladových materiáloch, ako napr.: projekcia vysokokvalitných diapozitívov elektrónmikrografov (získaných transmisným, prevažne však stereoscan- el. mikroskopom). Diskutovalo sa veľa a živo. Po odznení referátov vytvárali sa záujmové skupiny diskutovalo sa dlho do večerných hodín v menších miestnostiach vybavených rôznymi typmi mikroskopov na prezeranie a porovnávanie materiálov.

Osobne som sa zamerala prevažne na problematiku o vápnitej nanoflóre, vzhľadom na časové kolízie iba čiastočne som mohla sledovať problematiku planktonických foraminifér. Celkove všetky prednesené referáty s tematikou vápnitej nanoflóry sledovali dva základné aspekty:

1. štúdium ultraštruktúry (náväznosť k otázkam taxonómie a systematiky kokolitoforíd);

2. detailná biostratigrafia (presné vymedzenie chronostratigrafických zón, korelácie

kokolitoforidových zón z rôznych oblastí sveta, ich spresnenie, zladenie, prípadne korekcie omylov).

Na záver sympózia boli predložené uznesenia prítomných členov, z ktorých niektoré, patriace do kompetencie medzinárodnej nomenklatorickej komisie, budú na jej najbližšom zasadaní prednesené a po schválení uverejnené. V rámci konferencie bola jednodňová exkurzia v širšom okolí Ríma. Prezreli sme si uloženie diatomitov v údolí dell Inferno (riano, mindel, riss), morské sedimenty kalabrienu s *Turritella tricarinata* a profil pohoria Martani (sedimenty jura až oligocén). Zo všetkých som odobrala vzorky na paleontologické rozbory ako porovnávací materiál, ktoré sú k dispozícii záujemcom na GÚDŠ v Bratislave.

Záverom chcem poukázať, že účasť aktívneho participovania na celosvetovom kongrese mala veľký význam a bola prínosom nielen pre mňa osobne, ale i pre pracoviská s paleontologickým zameraním u nás vôbec. Bola to výborná príležitosť oboznámiť sa v krátkom čase:

1. Akým smerom sa zameriava výskum paleontológov, geológov medzinárodného óra, aké sú ich najnovšie poznatky získané najmodernejšími metódami (transmisným alebo stereoscan- elektrónovým mikroskopom) v taxonómii, stratigrafii, ekológii planktonických foraminifér a vápnitého nanoplanktónu.

2. Získať určité poznatky, ktoré by umožnili využitie a realizaciu usmernenia pri koordinácii výskumov stratigrafie a paleontológie našich karpatských oblastí.

3. Nadviazať priamy kontakt s jednotlivými (európskymi i zámorskými) odborníkmi, špecialistami pre ďalšiu spoluprácu (výmena materiálov a odbornej literatúry), možnosť konzultácií pri spoločnej problematike v stratigraficko-paleontologických výskumoch

4. Svojím referátom *A Comparison of calcareous Nannoflora* ... etc. som oboznámila geologicko-planktonickú verejnosť s výsledkami, ktoré sú na poli elektrón mikroskopického štúdia vápnitej nanoflóry u nás.

Najbližšia, III. planktonická konferencia má sa podľa rozhodnutia výboru konať v Kieli (NSR) v r. 1973.

Ružena Lehotayová
Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

Geologické práce, Správy 55 | str. 239—240 | Bratislava | 1971

RECENSE práce Ladislava Červenku Vplyv podzemných vôd na vznik soľných pôd na Slovensku. Náuka o Zemi, V, pedologica 6. Vydav. SAV, Bratislava 1970, 237 stran; z toho 35 tabulek v textu a 146 na str. 91—236; 5 map, z toho 2 v textu a 3 na skládaných přílohách. Cena 25,— Kčs.

Recenzovaná práce slibuje svým rozsahem i titulem monografické genetické řešení uvedené otázky. Ve skutečnosti je práce bohužel většinou jen slovní reprodukcí rozsáhlých a neúplných analytických údajů, a velmi skrovné genetické závěry jsou učiněny bez jakýchkoliv důkazů.

Tisková úprava nadpisů kapitol je nevhodná. Podle typu použité sazby a označení některých kapitol písmeny by celá práce byla „Metodika" a skládala by se ze dvou kapitol: „Stručný opis použitej metodiky" a „Záver".

Textová část práce zabírá strany 9—79. Schází úvodní kapitola s vytýčením problematiky, stavu problémů a určením cílů práce. V nejhorším by postačoval slovenský překlad prvých 7 odstavců cizojazyčného resumé.

Prvou kapitolou práce je „Stručný opis použitej metodiky". Autor zde vyděluje (bez uvedení bližších kritérií) čtyři oblasti výskytu solných (správněji zasolených) půd v SSR a uvádí prameny, podle nichž byly provedeny analýzy vod a půd a posouzena vhodnost podzemních vod pro závlahy. Zmiňuje se i o solích v půdních profilech, aniž by uvedl, jak byly určovány jak kvalitativně, tak kvantitativně (vodní výluh? — za jakých podmínek?).

Další kapitoly — A, B, C, D — jsou věnovány popisům půdních poměrů a chemizmu podzemních vod oblasti Komárno, Nové Zámky, Štúrovo a Východoslovenské nížiny. Jak již bylo uvedeno, jde více o slovní reprodukci provedených analýz a jejich generalizaci nebo o slovní výklad k schematickým mapám č. 1—5 než o dedukce z naměřených hodnot.

Poslední kapitolou je „Záver". Autor zde ponejvíce generalizuje naměřené hodnoty, diskutuje (a nevhodně generalizuje) ojedinělé čerpací pokusy na studnách a dochází ke dvěma závěrům (již dříve řadou jiných autorů publikovaným):

1. Draslík je pravděpodobně vyplavovaný do podzemních vod z umělých hnojiv.
2. Obsah solí v solných půdách podléhá značné dynamice vlivem klimatických podmínek.

Při rozsahu publikace 236 stran bych očekával vědečtější přístup k problému. Autorovi zřejmě schází praxe v chemii, jak ukazuje jeho způsob přepočtu milivalových obsahů iontů na ekvivalent procentní. Jinak by musel zjistit (a toto zjištění v publikaci konsta-

tovat), že jeho analýzy jsou neúplné, neboť ve většině případů má součet milivalů kationtů značně vyšší (vysoko nad meze analytických chyb) než aniontů. Autor zřejmě nepoužil množství analýz provedených před jeho výzkumem, dokumentovaných zvl. v Geofondu, Hygienicko-epidemiologických stanicích a j., z nichž by zjistil, že tyto vody obsahují často překvapivě vysoká množství dusitanů (a někdy i dusičňanů) a mnohdy i fosforečňanů, jež poukazují na původ hnojiv. Za vážný nedostatek práce považují, že vysrážené sole nebyly určeny mineralogicky, a že nebyla sledována systematicky migrace iontů a vodní režimy (včetně chemismu) v závislosti na klimatických činitelích v intervalech alespoň po 1 měsíci po dobu alespoň 2—3 let. Jen takovéto sledování si může na dnešním stupni poznání činit nárok na označení „vědecké".

Závěrem mám připomínku ještě k edici série. V době, kdy se čeká na uveřejnění rukopisů až tři roky (např. i v recensovaném případě) pro nedostatek tiskárenské kapacity i papíru, udivuje opulentní vybavení publikace množstvím dokladového analytického materiálu, který by postačovalo uchovávat jen v archivech, zvl. v Geofondu, a neúspornost sazby těchto tabulek. Zde by měl zasáhnout recensent, redakční rada i odborný a technický redaktor.

Prof. Dr. Vladimír Homola, CSc.
katedra geologie VŠB, Ostrava

Geologické práce, Správy 55 | str. 241—242 | Bratislava | 1971

RECENZIA práce Dietricha Marsala Statistische Methoden für Erdwissenschaftler
152 s., 40 obr., 80 príkladov. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart

Hoci používanie štatistiky má aj v geológii pomerne dlhú tradíciu, jej aplikácia pomocou matematickoštatistických metód nadobudla väčší význam až v posledných rokoch, najmä v súvislosti s možnosťou použitia samočinných počítačov. Žiaľ, geológovia ešte stále s určitou zdržanlivosťou pristupujú k využívaniu možností, ktoré sa im pomocou tejto modernej metódy ponúkajú. Preto treba vrelo privítať prácu D. Marsala, ktorý sa zaoberá základnými metódami matematickej štatistiky z aspektu geológie, a tým pomáha spresniť možnosti a ciele, ktoré sa geológovi ponúkajú pri využívaní týchto metód.

Práca má 20 kapitol, rozdelených podľa určitého metodického princípu. V úvodnej kapitole rozoberá autor rozdiel medzi bežne používanou štatistikou v geológii, tzv. elementárnou, ktorá sa obmedzuje na zisťovanie kvantitatívnych vzťahov, a modernými matematickoštatistickými metódami, pomocou ktorých možno odlíšiť podiel náhodného a zákonitého v prírode, a tým aj pomôcť určovať základné zákonitosti vo vývoji Zeme.

Ďalšie 4 kapitoly sú určené na definovanie a vysvetlenie základných štatistických pojmov, ako sú: hojnosť, distribučné a kumulatívne krivky, stredné hodnoty, rozptyl, štandardná odchýlka, momenty rozdelenia, nehomogénne stavy, iterácia a pod., pričom pri všetkých týchto pojmoch sa volia vhodné príklady z oblasti geológie.

Ďalšie kapitoly, predstavujúce vlastne druhú časť práce, charakterizujú jednotlivé metódy a postupy matematickej štatistiky a analýzy. Tak kapitola 8 sa zaoberá iteračnou analýzou horizontálnej korelácie viacerých cyklických profilov, analýzou vertikálnych profilov, veľkocyklov a postupností. Ďalšia kapitola analyzuje jednotlivé druhy rozdelení (diskrétne rozdelenia: binomické, multinomické, Poissonovo; kontinuálne rozdelenia: normálne a exponenciálne), ako aj systémy distribučných funkcií a hodnotenie matematickej nádeje — očakávanej pravdepodobnosti.

Kapitola 11 je venovaná porovnaniu stredných hodnôt, rozptylu a rozdelenia. Porovnávajú sa dva rozptyly pomocou f-testu (Snedecorovho), stredné hodnoty pomocou t-testu (Studentovho) a dva druhy rozdelení (pomocou chi-kvadrátu). Najväčším prínosom pre geológa v týchto kapitolách je množstvo konkrétnych príkladov či už zo sedimentárnej petrografie, geochémie, štruktúrnej analýzy, alebo zo stratigrafických profilov, z paleontológie a palynológie.

Ďalšie kapitoly sa zaoberajú otázkami korelácie a regresie, problémami čistých a zmiešaných celkov, metodickými otázkami zberu vzoriek a reprezentatívnosti, metódou veľkých čísel a metódou Monte Carlo, variačnou a faktorovou analýzou.

Záverečné dve kapitoly retrospektívne hodnotia spôsoby a postupy pri štatistickej analýze. V súvislosti s tým sa naznačujú možnosti a hranice použitia štatistických metód v geológii, resp. spôsob ich použitia. Súčasne sa analyzujú najčastejšie chyby a ich príčiny, najmä pri interpretácii a metodickom postupe, a ukazujú sa možnosti, ako sa takýmto chybám vyhnúť.

Posledná, dvadsiata kapitola, naznačuje možnosti ďalšieho rozširovania matematickej štatistiky (a matematiky vôbec) v geológii, najmä pomocou využívania samočinných počítačov. V tej súvislosti sa krátko definujú niektoré základné pojmy z výpočtovej techniky (dierne štítky, magnetová pamäť, programovanie, programy a programátori, programovacie jazyky a pod.).

Na záver treba ešte raz vyzdvihnuť prednosť práce, spočívajúca v tom, že je písaná pre geológa. Približuje mu rečou mu známou — na praktických príkladoch z jeho vlastnej činnosti — základné princípy dnes najmodernejšej univerzálnej vedeckej metódy — matematickej štatistiky, používanej prakticky vo všetkých vedných (a nielen vedných) odboroch. Bolo by preto vhodné pouvažovať o jej vydaní aj u nás tým skôr, že okolo možnosti a vhodnosti aplikácie matematickej štatistiky v geológii je u nás veľa nejasností.

(vlb)

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 55

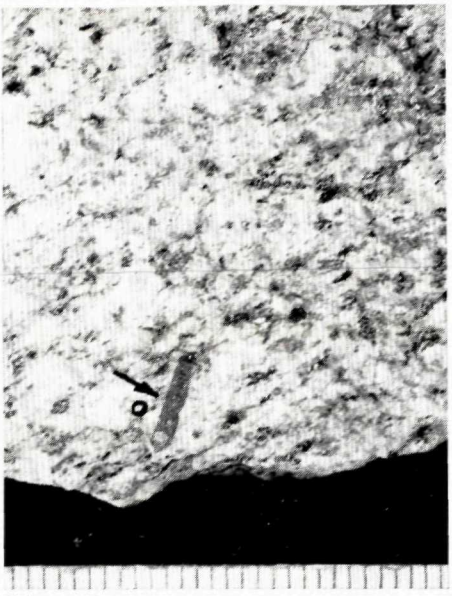
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1971

Vedecký redaktor RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

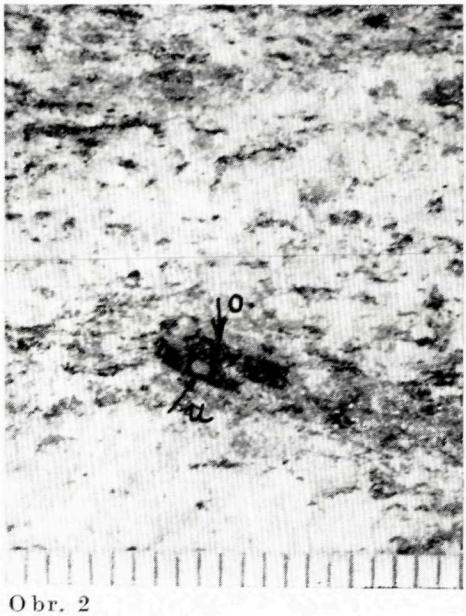
Vytlačili: Tlačiarenské závody PRAVDA, závod Bratislava, písmom garmond a petit extended

AH 17,89 VH 18,32

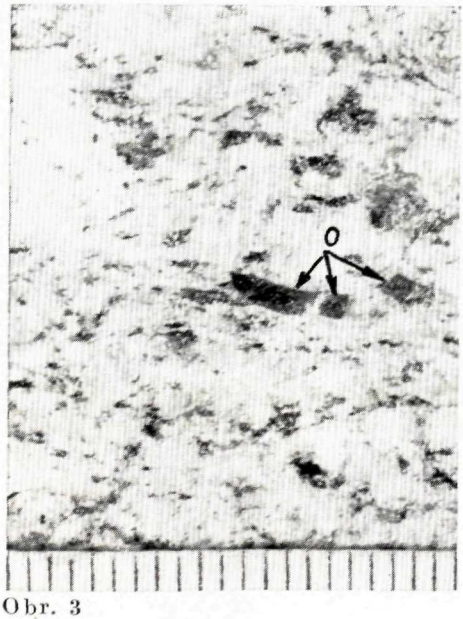
Cena brož. Kčs 25.—



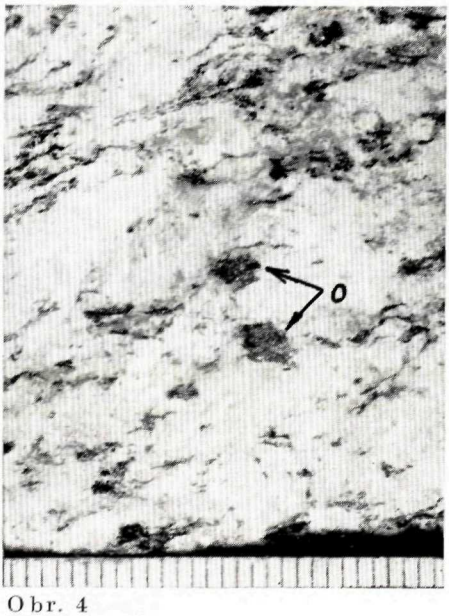
Obr. 1



Obr. 2



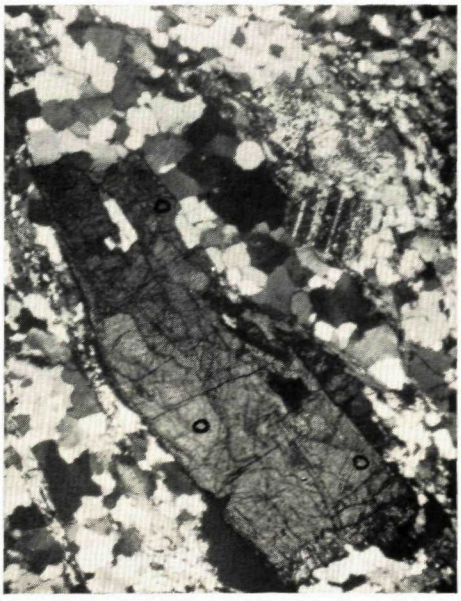
Obr. 3



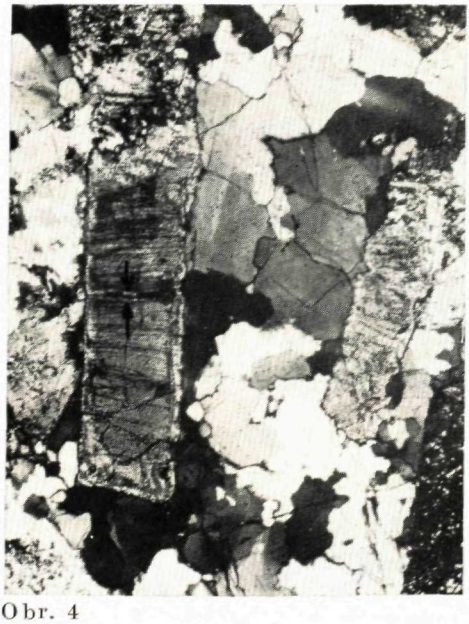
Obr. 4

Obr. 1

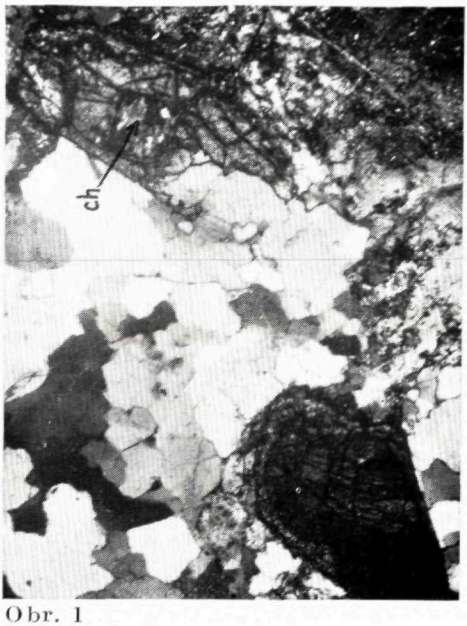
Obr. 2



Obr. 3



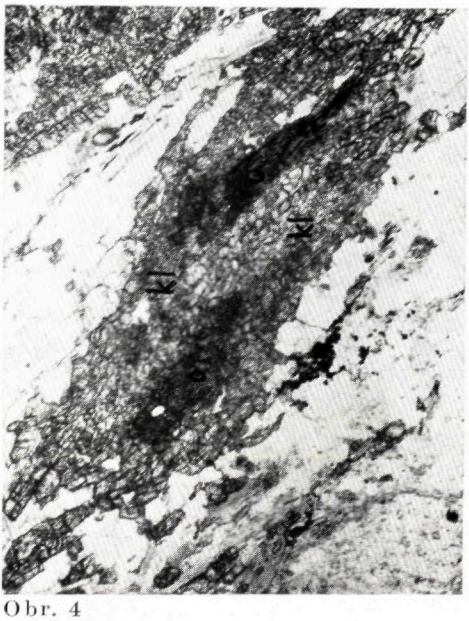
Obr. 4



Obr. 1

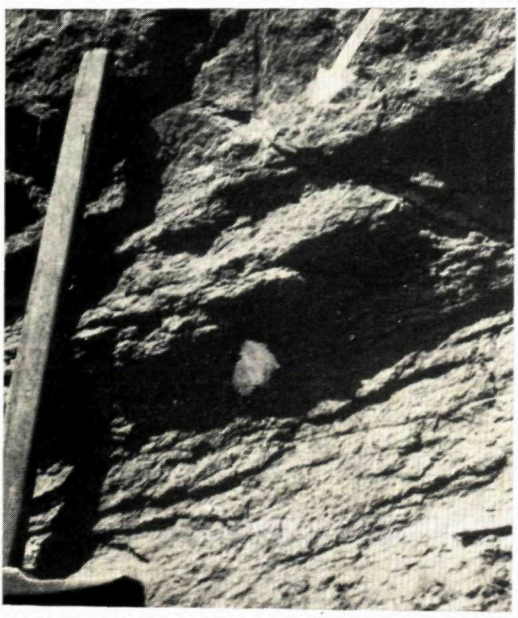
Obr. 2

Obr. 3



Obr. 4

Obr. 1



Obr. 2

Obr. 3