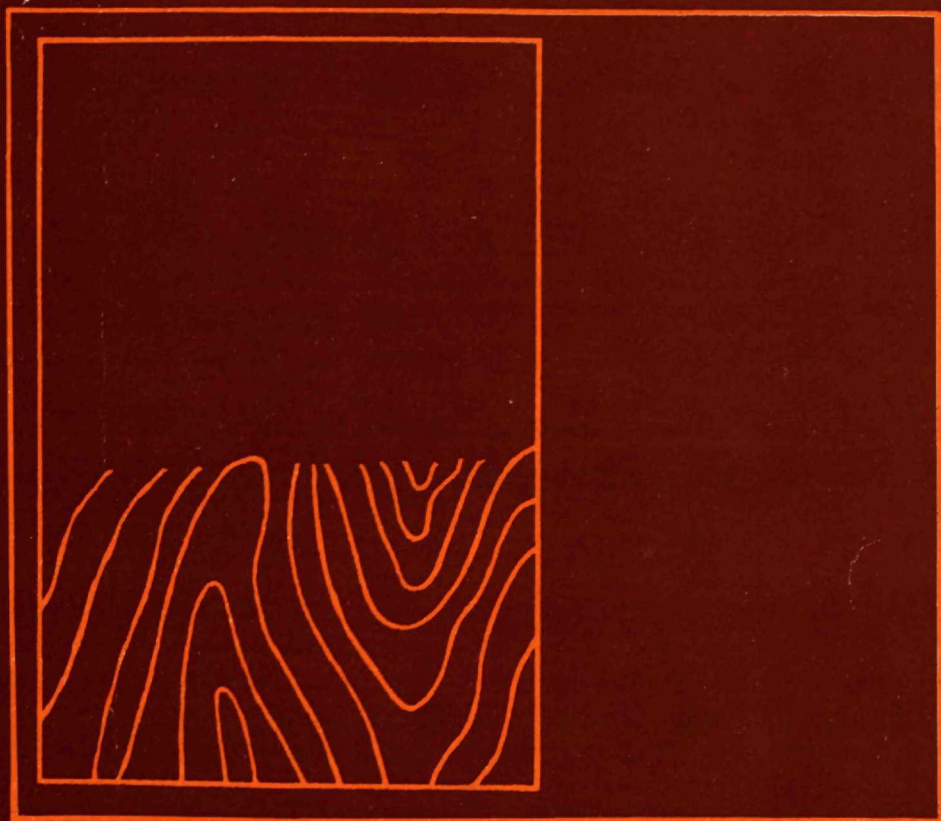


1B 19B 46578/1

GEOLOGICKE PRA'CE



SPRÁVY 75

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001014290

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Správy 75

Vedecký redaktor

RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Redakčná rada

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Editá Brestenská, Akad. Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., Akad. Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda red. rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovič, DrSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

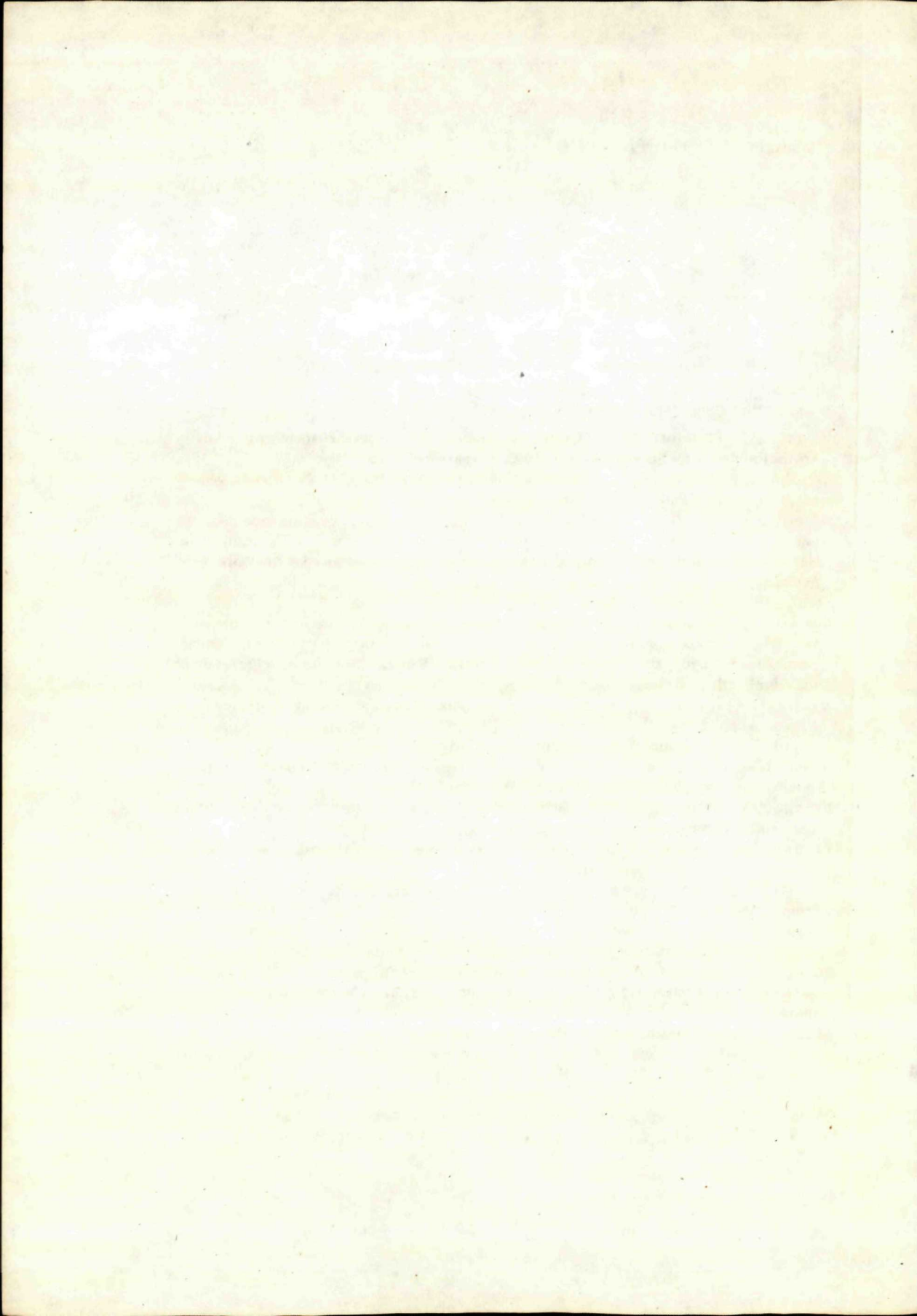
SPRÁVY 75

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

Geologický ústav D. Štúra	
KNIŽNICE Bratislava	
Signatúra :	13196
kat. čis. :	765781
Kčs kúpa :	23.81
Kčs výma :	
Kčs dar :	

OBSAH — CONTENTS — INHALT

Ivan, L.: Prof. Eduard Horniš zomrel	7
Klinec, A.—Planderová, E.: Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny — On the Problem of the Stratigraphic Unit Hladomorná dolina „Group“	13
Snopková, P.—Ivanička, J.: Silúrsky vek fylitov z vrtu Stará Voda — SV-1 (Spišsko-gemerské rudohorie) — Silurian Age of Phyllites from Borehole Stará Voda — SV-1	19
Bajaník, Š.—Vozárová, A.—Reichwalder, P.: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí — Lithostratigraphic classification of Rakovec Group and Late Paleozoic in Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)	27
Straka, P.: O veku série foederata	57
Mořkovský, M.: Hlubinný styk centrálněkarpatského paleogénu s bradlovým pásmem v Šarišské vrchovině podle výsledků reflexně seismických měření — Deep contact between Central-Carpathian Paleogene and Klippen Belt in the Šarišská vrchovina hills as shown by the results of the seismic reflection measurements	63
Vass, D.—Elečko, M.—Bodnár, J.: Tektonika Rimavskej kotliny — Tectonics of Rimavská kotlina (basin)	77
Repčok, I.: O stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany	91
Schmidt, Z.: Kvartérne mäkkýše z lokalít Nýrovce a Turá vo východnej časti Podunajskej nížiny — Quaternary Molluscs in Area of Sheets Nýrovce and Turá	95
Franko, O.—Remšík, A.: Významný zdroj geotermálnej energie v Štúrove — Significant source of geothermal energy in Štúrovo	103
Franko, O.—Vass, D.: Výskyt a pôvod CO ₂ vo vrte FV-1 Blhovce (juhoslovenská panva) — Presence and Origin of CO ₂ in Borehole FV-1 Blhovce (South-Slovakian Basin)	121
Zakovič, M.: Termy a teplice v Oraviciach — Thermae and „teplíce“ (springs with water temperature above 15 °C) in Oravice	133
Gubač, J.: O vzťahu granitoidového magmatizmu k zrudneniu v Západných Karpatoch — On relations of granitoid magmatism to ore mineralization in the West Carpathians	155
Hovorka D.—Weiss, J.: Ofiolitové formácie Mongolskej ľudovej republiky a niektoré aktuálne otázky problematiky ofiolitov — Ophiolite formations of Mongolia and some actual problems of ophiolites	167
Macek, J.: Praktické poznámky ku geotermometrii živcov	179
Bezák, V.—Planderová, E.: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporidov	183
Ložek, V.: Recenzia knihy I. Vaškovský: Paleogeografické mapy Slovenska, kvartér	185
Vozár, J.: Recenzia súborného knižného diela: Geology and Geochemistry of Manganese	187
Vozárová, A.: Nález zvyškov červov v maluzínskom súvrství (perm; hronicum)	189



Prof. Eduard Horniš zomrel

Začiatkom chladných septembrových dní roku 1980 zastihla nás smutná zvesť o smrti zaslužilého pracovníka v geológii prof. Eduarda Horniša. Zomrel 2. septembra 1980 v Bratislave, pochovali ho 5. septembra na cintoríne Bratislava-Ružinov.

Narodil sa 31. mája 1906 v Kysuckom Novom Meste, kde aj navštevoval ľudovú školu. Počas rozhodovania jeho ustarostených rodičov, chudobných domkárov, kam usmerniť ich deviate dieťa, nastal prevrat v roku 1918—1919. Boli to pre nich neslýchané premeny sprevádzané nevídanými zmenami.

Na odporúčanie učiteľov ľudovej školy dali rodičia nadaného, bystrého a výrečného chlapca na štúdiá. Výrečnosť a dochvilnosť boli aj v neskoršom veku charakteristickými črtami zomrelého. Aj v dospelom veku si rád spomínal na rázovitý ľud Kysúc, ktorý v dôsledku chudobného prírodného prostredia a zanedbávania vládnuťou triedou bol v minulosti veľmi ubiedený. Avšak vlastnou pracovitosťou a zmenou štátneho zriadenia po r. 1948 sa postupne povzniesol na úroveň ostatných častí nášho štátu.

Po skončení ľudovej školy zapísali Eduarda na Štátne reálne gymnázium v Žiline. Získavaním znalostí sa v ňom postupne utvrdzovalo vedomie o prekrásnej prírode Kysúc, jedinečných dolinách s fantastickým zvrásnením bradlového pásma vystupujúceho medzi Brodnom a Snežnicou. Maturoval v roku 1925.

Počas štúdií na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity začal sa špecializovať na petrografiú. V roku 1927 bol demonštrátorom, neskoršie asistentom Petrografického ústavu, ktorý vtedy viedol prof. Dr. J. Kratochvíl. V roku 1929 sa zúčastnil na vedeckej výprave do Juhoslávie pod vedením významného mineralóga prof. Dr. F. Slávika. Svoje dojmy z tejto krásnej krajiny uverejňoval vo forme reportáží v bratislavskom denníku. Počas univerzitných štúdií značnú pozornosť venoval i náleziskám slovenských mramorov a dolomitov. Uverejnil tiež niekoľko článkov s prírodovedeckou tematikou. V roku 1930 získal absolutorium na prírodovedeckej fakulte a po záverečných štátniciach s aprobáciou prírodopis-zemepis začal pôsobiť ako stredoškolský profesor na učiteľskom ústave v Spišskej Kapitule (1931—1934) a neskôr v Modre (1934—1938).



Všimol si geologicko-petrografický charakter okolia svojich pôsobísk a napísal niekoľko populárno-vedeckých článkov. V roku 1939 ho povolali na novozriadené Ministerstvo školstva a národnej osvety (MŠANO) ako referenta pre stredné školy, prírodovedecké ústavy a organizáciu vysokých škôl. Venoval sa tiež písaniu učebníc s prírodovedeckým zameraním pre gymnáziá a učiteľské ústavy. Prispel niekoľkými vedecko-populárnymi článkami do časopisov *Obzor* a *Príroda*.

V nemalej miere sa zaslúžil o vznik Vysokej školy technickej v Košiciach v roku 1938 a najmä o jej etablovanie v Bratislave v roku 1939 a Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave r. 1940. Tak isto sa zaslúžil aj o založenie Štátneho geologického ústavu so sídlom v Bratislave. Už pri nástupe na MŠANO v novembri 1938 úradným listom požiadal univ. prof. Dr. R. Kettnera, vynikajúceho českého geológa, o odporúčenie vhodného geológa na miesto prednostu Geologického ústavu v Bratislave, za zriadenie ktorého sa aj on publikačne exponoval. Ako odborný pracovník MŠANO s veľkou dávkou zodpovednosti presviedčal popredných pracovníkov ministerstva o potrebe utvorenia Štátneho geologického ústavu, keďže všeobecný pokrok vied a najmä nerastné bohatstvo Slovenska si to vyžadovali. MŠANO pri krátkych úvahách rozhodlo o realizácii vo forme vládneho návrhu. Prof. E. Horniš sa zúčastnil na formulácii textu. MŠANO o ňom aj uvažovalo ako o jednom z kandidátov na funkciu prednostu novovzniknutého ústavu. Po zriadení Štátneho geologického ústavu v zmysle zákona 119 zo dňa 15. mája 1940 a vládneho nariadenia zo dňa 12. júna 1940 za prednostu ústavu bol menovaný prof. D. Andrusov. Prof. E. Horniš sa stal členom poradného zboru novozaloženého ústavu.

V roku 1945—1950 prof. E. Horniš zastával nomenklatúrnu funkciu radcu na Povereníctve školstva. V jeho pôsobnosti bola Vysoká škola technická a vedecké ústavy. Okrem organizačnej práce sa zaoberal zostavovaním a redigovaním študijných programov, technických zborníkov, pamätnice SVŠT a najmä sedimentárnu petrografiou a jej použitím pre inžiniersku geológiu.

Svoju odbornú činnosť mohol plne rozvinúť až po nástupe do dnešného Výskumného ústavu inžinierskych stavieb (VÚIS) v roku 1951. V tomto ústave bol zamestnaný vyše štvrt storočia.

Oddelenie petrografie v ústave sa zriadilo nástupom prof. E. Horniša (1.5.1951). V tom čase patrilo do skupiny stavebnej geológie, ktorá mala 16 zamestnancov. V súvislosti s oddelením prieskumných prác od výskumu boli zo skupiny stavebnej geológie dňom 31.12.1951 oddelení všetci geológovia, okrem vedúceho oddelenia petrografie prof. E. Horniša. Oddelení geológovia utvorili samostatnú skupinu u Zemevrtného závodu, n.p. v Žiline. Od toho času oddelenie petrografie vo VÚIS patrilo do skupiny Betón, betonárske práce, a napokon do skupiny Cementobetón.

Vedúci oddelenia petrografie prof. E. Horniš zriadil kompletne vybudované petrografické laboratórium, ako aj príručné petrografické zbierky horninotvorných minerálov a systematickú zbierku eruptívnych, sedimentárnych a metamorfovaných hornín. Oddelenie petrografie bolo spočiatku umiestnené na Mineralogicko-petro-

grafickom ústave SVŠT na Gottwaldovom námestí, potom na Heydukovej ulici č. 29, na Štúrovej ulici č. 5 a napokon na Lamačskej ceste č. 8.

Eduard Horniš sa tu zameriaval na výskum štrkopieskov pre betonárske použitie a takmer na všetkých tokoch slovenských riek a ich mohutnejších prítokoch vykonával výskum. Bol to v zásade výskum štrkopieskových ložísk pre vodné diela a iné dôležité stavby podľa požiadaviek praxe. Na túto prepotrebnú tematiku vypracoval desiatky správ, z ktorých mnohé vyšli tlačou.

Pri geologicko-petrografickom zhodnotení išlo najmä o petrografické analýzy, technologické rozbory (určenie hodnôt podľa ČSN), o technicko-mechanické rozbory kameniva.

Výskumné práce sa teda zameriavali na analýzu štrkopieskov či už metódou geologickou alebo geofyzikálnou. Zúčastnil sa na riešení komplexnej štátnej úlohy „Morfologický výskum slovenských tokov“. V rámci tejto úlohy riešil „Petrografický výskum nánosov riečnych údolí významných tokov“ pre Výskumný ústav vodného hospodárstva v Bratislave od r. 1970 ako samostatnú čiastkovú úlohu.

Uviedli sme len stručný prehľad činnosti zosnulého. Treba zdôrazniť, že ako prvý sa zaslúžil o petrografický výskum sedimentov slovenských tokov. Svojou typickou usilovnosťou a zameraním pre výstavbu našej vlasti vykonával významné dielo praktického i historického významu. Bol aj publikačne značne činný, uverejnil 73 prác.

Prof. Eduard Horniš s pracovitou typickou pre ľud Kysúc celoživotnú prácu venoval výchove, organizácii a budovaniu, čím sa veľkou mierou zaslúžil o rozkvet našej vlasti. Jeho usilovnosť, skromnosť, pracovitosť nech je vždy príkladom súčasným i budúcim generáciám.

Česť jeho pamiatke!

Ludovít Ivan

Zoznam publikácií prof. Eduarda Horniša

- 1929: Šesťdesiat rokov Prírodovedeckého klubu v Prahe. „České slovo“ r. XXI., č. 110. Praha
- 1932: Vysokoškolské ústavy, prírodovedecké zbierky a múzeá v Juhoslávii. „Kultúra“ r. IV., č. 1. Trnava.
- 1938: Dreveník—slovenský arizónsky kaňón. „Spišské hlasy“, r. V., č. 33, 34, 35. Spišská Nová Ves.
- 1939: Mineralógia a petrografia pre stredné školy (gymnázia a učiteľské ústavy), spoluautor Dr. Diviš. Št. nakladateľstvo Praha.
- 1941: Metodika prírodopisného vyučovania pre učiteľov a kandidátov učiteľstva (spoluautor V. Bartoušek). Učebnica schválená Mšanom. Št. nakladateľstvo Bratislava.
- 1943—44: Národopisné zvláštnosti Abesínska. „Obzor“ r. II., č. 5, Bratislava.
- 1945: Alfréd E. Brehm: Zo života zvierat. Preklad I. dielu, čiast., II. dielu. Nakl. G. A. Bežu. Bratislava.

- 1946: Botanik Viktor Grešík, spišský Holuby. „Príroda“ r. I., č. 7—8 Turč. Sv. Martin.
- 1946: O meraní času. „Príroda“ r. I., č. 7—8. Turč. Sv. Martin.
- 1946: Rok v pozemskej prírode. „Príroda“ r. I., č. 9—10. Turč. Sv. Martin.
- 1946: Mineralógia a geológia pre gymnáziá (spoluautor E. Filo). Schválené Mšanom. Bratislava.
- 1946: Pamätnica Slovenskej vysokej školy technickej v Bratislave. Zredigovanie. Bratislava.
- 1946—50: Študijný program SVŠT v Bratislave za r. 1946, 1947, 1948, 1949, 1950. Bratislava.
- 1947: Starostlivosť o potomstvo u ľudí a zvierat. „Príroda“. Turč. Sv. Martin.
- 1948: Sborník odborne-vedeckých prác Slov. vysokej školy technickej v Bratislave. (Zredigovanie). Bratislava.
- 1950: Technický sborník Slovenskej vysokej školy technickej v Bratislave. (Zredigovanie.) Bratislava.
- 1950: Problém vzniku dolomitov. Technický sborník SVŠT. Bratislava.
- 1952: Výskyt amorfných silikátov na Slovensku. „Technická práca“ r. IV., č. 10 a 11. Bratislava.
- 1953: Zpráva ÚSHK o výskume a prieskume štrkopieskov na rieke Laborci pri Strážskom (pre Chemkostav). Publ. č. 25. Bratislava.
- 1953: Geologické pomery na Slovensku s osobitným zreteľom na stavebné hmoty (spoluautor M. Katyk). „Stavivo“ r. 31, č. 10. Praha.
- 1953: Príspevok k výskumu závislosti zloženia štrkov rieky Hornádu a stupňa ich abrázie na dĺžke vodného transportu. Geologický sborník SAV, r. IV., č. 3—4. Bratislava.
- 1954: Dreveník. „Krásy Slovenska“ r. XXX., č. 7, Bratislava.
- 1954: Súborný, terénny a laboratórny petrograficko-technologický výskum štrkopiesku rieky Váhu, vzhľadom na vodné diela. Publ. č. 40. ÚSHK. Bratislava.
- 1954: Zpráva ÚSHK o petrografickom výskume dunajských splavenín pre vodné dielo na Dunaji. Publ. č. 41. Bratislava.
- 1954: Zpráva ÚSHK o nových laboratórnych petrograficko-mechanických metódach vo výskume štrkopieskov. Publ. č. 43. Bratislava.
- 1955: Súborný terénny a laboratórny petrograficko-technologický výskum štrkopieskov rieky Kysuce. Publ. č. 46. ÚSHK. Bratislava.
- 1955: Petrograficko-technologický výskum dunajských splavenín a usadenín. Publ. č. 51. VÚSKM. Bratislava.
- 1956: Petrograficko-technologický výskum štrkopieskov rieky Váhu (Výskum závislosti zloženia štrkopieskov Váhu a stupňa ich abrázie od dĺžky vodného transportu). Geologické práce, Správy 6. SAV. Bratislava.
- 1956: Správa VÚTMS o súbornom, terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov a pieskov čsl. Dunaja vzhľadom na vodné diela. Publ. č. 56. Bratislava.
- 1957: Zpráva VÚTMS o petrograficko-technologickom prieskume ložísk viatych pieskov zo Záhorskej nížiny. Bratislava.
- 1957: Zpráva VÚTMS o súbornom terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov a pieskov rieky Hrona. Bratislava.
- 1958: Zpráva VÚS o súbornom, terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Dunajca. Bratislava.
- 1958: Zpráva VÚS o súbornom, terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Laborca a jej prítokov. Bratislava.
- 1959: Zpráva VÚS o súbornom, terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Popradu. Bratislava.
- 1959: Zpráva VÚS o súbornom, terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Ondavy a jej prítokov. Bratislava.
- 1960: Geofyzikové potreby ako soľ. „Pravda“ 18.V.1960. Bratislava.
- 1960: Zpráva VÚIS o súbornom, terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Slanej a jej hl. prítokov. Bratislava.

- 1960: Zpráva VÚS o petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Ipľa a jej hl. prítokov. Bratislava.
- 1960: Zpráva VÚS o petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Torusy a jej hl. prítokov. Bratislava.
- 1961: Terénny a laboratórny petrograficko-technologický výskum štrkopieskov a pieskov rieky Hrona a jej hlavných prítokov. Geografický časopis r. XIII., č. 1. SAV. Bratislava.
- 1961: Zpráva VÚS o petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov rieky Oravy a jej hl. prítokov. Bratislava.
- 1962: Štrkopiesky rieky Kysuce zo stránky petrograficko-technologickej (venované k 70. nar. akademika R. Kettnera). Časopis pro mineralogii a geologii r. VII., č. 1. Praha.
- 1962: Stavebnícky náučný slovník, I. sv. Látky a dielce. Spoluautor a lektor. Bratislava.
- 1962: Štrkopiesky v povodí slovenských riek. Zborník VÚS 1951—61. Bratislava.
- 1962: Petrografické a mineralogické vlastnosti prirodzeného kameniva do betónu. Sborník prednášok zo seminára o technológii betónu. I. časť. Zložky betónu. Dom techniky pri SR ČSVT. Bratislava.
- 1963: Výskyty a zloženie štrkopieskov na Slovensku na základe doterajších petrograficko-technologických výskumov. Materiály II. celoslovenskej geol. konferencie, sekcia kvartéru. Geologické práce, Zošit 64, SAV, Bratislava.
- 1963: Geologický výhľad surovín pre výrobu kameniva na Slovensku. Sborník přednášek z aktivu o kamenivu pro betony. ČSVTS. Praha.
- 1964: Zpráva VÚIS o terénnom a laboratórnom petrograficko-technologickom výskume štrkopieskov povodia rieky Tople a jej hl. prítokov. Bratislava.
- 1965: A dunai homokoskavics közettani és technológiai vizsgálat a köllönös tekintettel a Dunai Vízierömi építésére. Mélyépítés tudományi szemle r. XV., č. 8. Budapest.
- 1966: Zwiry i piaski rzek Slowacji. Kwartalnik Geologiczny, t. 10, nr. 2. Warszawa.
- 1967: Štúdium nasiakavosti riečneho kameniva. Stavebnícky časopis SAV, r. XV., č. 3. Bratislava.
- 1969: Sledovanie vhodnosti kameniva do hydrobetónov v povodí toku rieky Laborca zo stránky petrograficko-technologickej. Zborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria Geologické vedy VIII A. Košice.
- 1974: Petrograficko-technologická charakteristika kameniva z povodia rieky Ondavy. Zborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria Prírodné vedy XI—XIV A, XIV B. Košice.
- 1976: Petrograficko-technologická charakteristika kameniva z povodia Tople. Zborník východoslov. múzea v Košiciach (v tlači).

Albín Klinec — Eva Planderová

Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny

7 fotogr. tab., (I—VII), anglické resumé

Abstract. Palynological results showed the Early Paleozoic age of crystalline schists from the borehole KV-3 near Rochovce. The schists form a belt which is not necessarily stratigraphically uniform. This is indicated by the presence of lithologically related rocks in tectonically imbricated contact zone between the Gemerides and the Veporides, and by Late Paleozoic rocks present in the schist belt.

Na juhovýchode kohútkeho pásma, pozdĺž hranice veporíd s gemeridmi, je vyvinutý 1—3 km široký, do 20 km dlhý pruh fylitov osobitného postavenia. Všeobecne sú tieto horniny zaradované k veporskému kryštaliniku: V. Zoubek (1961) ich v práci regionálneho významu zaradil do proterozoika. V roku 1963 ich pracovníci GÚDŠ zaradili medzi staropaleozoické, a to na základe palinologických poznatkov. Súčasne charakterizovali ich litologickú náplň a štruktúrne vzťahy voči celkom, ktoré ich obklopujú. Skupinu týchto hornín nazvali sériou Hladomornej doliny (A. Klinec et al. 1963).

Na tieto poznatky nadviazal v r. 1972 M. Chovan, ktorý zmapoval miesta výskytu predmetnej série medzi Jelšavou a Ratkovským Bystrým.

V roku 1978 publikovala E. Planderová—A. Vozárová správu o vrchnom karbóne južnej časti veporíd. Autorky poukázali na to, že veľká časť hornín zaradených v širšej oblasti Turčoka do série Hladomornej doliny má odlišný charakter. Bola to predovšetkým slabšia metamorfóza, ktorá umožnila charakterizovať pôvodné — sedimentárne znaky celku, a čo je hlavné — na základe dobre zachovanej mikroflóry lagunárneho charakteru vymedziť vrchnokarbónsky vek (stefan C).

V predkladanej práci uvádzame palinologické výsledky z hornín spomínanej série z lokality Rochovce, kde bol opäť stanovený staropaleozoický vek. Keďže ide o jediný pruh hornín, stojíme pred otázkou, či sa neskladá z dvoch litologicky príbuzných, ale vekove, stratigraficky, vzdialených celkov. Predovšetkým by sme

chceli riešiť túto otázku, prehodnotiť všetky známe staršie údaje, súčasne upriamiť pozornosť na vnútornú skladbu a štruktúrne usporiadanie hornín celého pruhu.

Vertikálny profil vo vrte KV-3 v úseku 0—600 m, cez fylity-ruly série Hladomornej doliny nám však neposkytol rozhodujúce poznatky. Kryštallické bridlice sa v celom úseku vyskytujú miestami dosť výrazne (almandínová zóna fácie zelených bridlíc), no sú i kontaktne metamorfované. V ich minerálnej skladbe sú: kremeň, živce (prevažne albit), sludy, granát, nepriesvitné minerály, turmalín, chlorit, apatit, zirkón, epidot, karbonát, kordierit a ďalšie minerály, pričom ich zastúpenie a štruktúrne vystupovanie je premenlivé.

Veľkosť minerálov je zväčša okolo 0,1—0,2 mm. Porfyroblasty dosahujú 0,3—0,5 mm. Horniny sú pomerne silne tektonicky porušené, najmä vo vrchných častiach profilu. Z takýchto drvených zón bol výnos jadra nižší, preto ani nemožno v tomto profile vylúčiť existenciu dvoch celkov, i keď nie je pravdepodobná.

Pruh hornín vymedzenej série Hladomornej doliny smeruje od Rochoviec na JZ do oblasti Sirku a Hnúšte. Týmto smerom sa pruh postupne zužuje, čiastočne sa rozpadáva na tenké, niekedy len desiatky metrov hrubé, pretiahnuté šošovky. Horniny série Hladomornej doliny vystupujú izolovane v granitoidoch a tie ich kontaktne metamorfujú. V súvislejšom pásme vystupujú južne od obce Polom; tu dokonca pozorujeme vo vnútri série štruktúrnu diskordanciu. No ani tu nie je situácia taká presvedčivá, aby sme mohli s istotou tvrdiť, že ide o dva stratigraficky odlišné celky.

Konštatujeme, že ešte nevieme uspokojivo objasniť vek a postavenie tejto skupiny hornín. Je však evidentný pokrok zaznamenaný objavením presvedčivo staropaleozoických palinomorf v profile vrtu KV-3. Z profilu vrtu bolo macerovaných 10 vzoriek, no len tri boli pozitívne. Ide o vzorky z hĺbky 100,5 m, 150,0 m a 236,0 m. Horniny tu zložením zodpovedajú fylitom až jemnozrnným rulám. Na palinomorfy najbohatšia vzorka bola v hĺbke 100,5 m; najchudobnejšia bola v hĺbke 236,0 m. Palinomorfy boli pomerne dobre zachované, a tým aj dobre určiteľné čo do rodov a v mnohých prípadoch aj druhov.

Laboratórne spracovanie vzoriek spočívalo v postupnom odstraňovaní slabého grafitického nánosu na palinomorfách. Z troch uvedených vzoriek sa získalo bohaté spoločenstvo hlavne spór a v menšej miere akritarch.

Palinomorfy sú charakterizované prevažne spórmi veľkých rozmerov, ktoré sa podľa údajov W. G. Chaloner (1967) vyskytujú v starom paleozoiku od konca spodného devónu až po stredný devón. Vo vzorke z hĺbky 100,1 m sa vyskytli nasledovné rody a druhy: *Hymenozonotriletes aff. pseudoreticulatus* Menedez zo stredného devónu, *Archeozonotriletes* div. sp. so širším stratigrafickým rozpätím v devóne, *Hymenozonotriletes polystichus* Naum. z givetu a *Hymenozonotriletes comans* Phil. taktiež z givetu. *Emphanisporites cf. robustus* Mc. Gregor sa v uvedenej vzorke vyskytol, ale je väčší než udávaný druh do 85 μ . Náš druh má 100×85 μ . Inak opisom druhov zodpovedá *E. ralustus* Mc. Gregor. Uvádza sa

z emsu a eifelu. *Grandispora macrotuberculata* (Arkh.) Mc. Gregor sa uvádza z emsu. Druh *Cymbosporites? senex* Mc. Gregor zodpovedá opisu podľa D. C. Mc.Gregor—M. Camfield (1976), hlavne štruktúrou, tvarom a veľkosťou spóry. Odlišuje sa foveolátnou štruktúrou v centrálnej tmavšej časti spóry. Druh sa uvádza z emsu až eifelu. Z akritarch som určila druh *Lophosphaeridium* sp., *Acantopso-phosphaera* sp a *Veryhachium* sp. Niektoré druhy sú horšie zachované, a preto nie sú zatiaľ bližšie druhové a rodové určené. Druh rodu *Lophosphaeridium* sp., ktorý sa v uvedenej vzorke vyskytol, som zistila aj v hrnskom komplexe severne od doliny Hrona (E. Planderová—O. Miko 1977).

Vzorka z hĺbky 150 m bola na dobre zachované palinomorfy pomerne chudobnejšia. Palinomorfne zloženie bolo druhové o niečo odlišnejšie než v nadložnej vzorke. Vyskytli sa druhy rodu *Rhabdosporites*, a to *?Rhabdosporites parvulus* Rich. s výskytom v givete, *Hymenozonotriletes endemicus* Čibrikova s výskytom v givete, *Archeozonotriletes* sp. *Dictyopsophosphaera microlacunosa* Čibrikova zo spodného devónu, *Grandispora* cf. *tomentosa* Tagardeau-Lantz z eifelu a *Anapiculatisporites petilus* Rich. Vyskytli sa aj trilétne dobre zachované spóry bez bližšieho rodového alebo druhového určenia. Z akritarch som určila rod *Michrhystridium* sp. Ostatné druhy palinomorf, hoci početne hojné, sú bližšie neurčiteľné.

Vzorka z hĺbky 236 m obsahovala najchudobnejšie spoločenstvo palinomorf, no tieto boli dobre zachované. Sú to: *Hymenozonotriletes* sp. A., vyskytol sa aj v devóne zo severnej časti veporidného kryštalinika; *Hymenozonotriletes endemicus* Čibrikova uvádzaný z eifelu—givetu; *Archeozonotriletes* podobné druhu *A. squalidus* Čibrikova; *Leiofusa* sp. a *Ancyrochitina* sp. zo spodného devónu. Biostratigrafické vyhodnotenie poukazuje na to, že vo všetkých vzorkách ide o spodno- až strednodevónsky vek sedimentov; pravdepodobnejšie stredný devón, vzhľadom na biostratigrafické rozšírenie druhov a rodov.

Zachovanosť palinomorf je aj pri rôznych premenách hornín dobrá. Palinomorfy sú väčšinou sfarbené na hnedo, len u niektorých bol pozorovaný grafitický povlak, ktorý sme sčasti odstránili maceračnými metódami. Časť palinomorf zostala aj po uplatnení rôznych laboratórnych metód neurčiteľná. Väčšina druhov je rozšírená v rozpätí ems až givet.

Získaný materiál som porovnala s palinomorfami z niektorých lokalít veporíd (A. Klinec—E. Planderová—O. Miko 1975, E. Planderová—O. Miko 1977, A. Biely—Š. Bajanič—O. Miko—E. Planderová (in lit.) a na druhej strane s palinomorfami gelnickej a rakoveckej série v gemeridách P. Snopková—Š. Bajanič (1979a), P. Snopková—L. Snopko (1979b), P. Snopková (1979c).

Zistila som, že spôsobom zachovania, stupňom grafitizácie, presvetlenosťou palinomorf sú korelovateľné s kerogénom, t. j. s pletivami a palinomorfami iných lokalít vo veporidnom kryštaliniku.

Pri porovnávaní s gemeridným starým paleozoikom sa ukazuje, že palinomorfy z veporid sú odlišné predovšetkým zachovanosťou, stupňom grafitizácie a čiastočne rodovo-druhovým zložením (P. Snopková et al. 1979a, b, c). Palinomorfy zo série Hladomornej doliny majú znaky podobné veporským. Rozdiely môžu spočívať v odlišných podmienkach sedimentácie, ale hlavne v iných podmienkach metamorfózy.

Pokiaľ ide o lokality v Uhliarskej doline pri Turčoku, kde som určila vrchný karbón (stefan C) z hornín tam vymedzenej série Hladomornej doliny, prikláňame sa k názoru, že do uvedenej série boli zahrnuté iné litologicky príbuzné členy vrchnokarbónskeho veku. Z palinologického hľadiska by na to poukazoval charakter mikroflóry lagunárneho prostredia. Vo vzorkách z vrtu KV-3 prevládajú spóry oproti morským akritarchám. To svedčí o blízkosti kontinentu a o krátkom transporte spór v mori. Z hľadiska vývinu — veku sedimentov je tu značná diferenciacia.

Záver

V horninách vrtu KV-3 pri Rochovciach sa našli také spoločenstvá palinomorf, ktoré nepochybne radia tam vyvinuté metamorfity medzi staropaleozoické. Zaraďujeme ich do série Hladomornej doliny. Zároveň poukazujeme na to, že pruh týchto hornín, smerujúci od Rochoviec na JZ, nemusí byť stratigraficky jednotný, ale že ho asi vytvárajú dva rôzne celky.

Do tlače odporučil O. Fusán.

Literatúra

- BIELY, A.—BAJANÍK, Š.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.: O paleozoickom, vulkanicko-sedimentálnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Správy, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (in lit.).
- ČIBRIKOVÁ, E. 1972: Rastiteľinyje mikrofossilii južnovo Uraľa i primoria. Izdat. Nauka, Moskva, 3—220.
- HIGGS, K. 1975: Upper Devonian and Lower Carboniferous miospores assemblages from Hook County Wexford Ireland. *Micropaleontology*, 21, 4, New York, 393—419.
- CHALONER, W. G. 1967: Spores and Land Plant evolution. Review of paleobotany and palynology. 1, Amsterdam, 83—93.
- CHOVAN, M. 1972: Vysvetlivky k častiam listov Jelšava, Ratkovská Suchá, Ratkovské Bystré. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mc.GREGOR, D. C.—CAMFIELD, M. 1976: Upper Silurian to Middle Devonian Spores of the Mose river basin Ontario. Geological Survey of Canada Bull, 263, Ottawa, 1—63.
- KLÍNEC, A. a kol. 1963: Vysvetlivky k listu Revúca 1:50 000. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- KLINEC, A.—PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy. Mineralia slov. 9, 4, Bratislava, 257—292.
- PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129—141.
- SNOPKOVÁ, P.—BAJANÍK, Š. 1979a: Preukázanie devónu (givet-frasn) vo vrte FV-1 (Blhovec). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 7—18.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979b: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov. Západné Karpaty, séria geológia 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—103.
- SNOPKOVÁ, P. 1979c: Palinologický výskum vzoriek z vybraných profilov gelnickej série — južná časť. Čiastková záverečná správa v roku 1979. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—41.
- ZOUBEK, V. et al. 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, 1—224.

Albín Klinec — Eva Planderová

On the Problem of the Stratigraphic Unit Hladomorná dolina „Group“

Summary

A phyllite belt along the contact between the Veporides and the Gemerides is not stratigraphically uniform. It consists of lithologically related Early and Late Paleozoic metamorphites. Their Early Paleozoic age is again proved by palynological data on phyllites from the borehole KV-3 Rochovce. The late Paleozoic age was determined on the rocks from the belt at Turčok.

Translation: E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám

Tabuľka I

- Obr. 1—2 *Archeozonotriletes* sp. 100,1 m
 Obr. 3 *Acantotriletes* sp. 100,1 m
 Obr. 4 *Grandispora macrotuberculata* Mc. Gregor 100,1 m
 Obr. 5—6 *Lophosphaeridium* sp. 100,1 m

Tabuľka II

- Obr. 1—3 *Cymbosporites? senex* Mc. Gregor 100,1 m
 Obr. 3—4 *Acantopsophospharea* sp. 100,1 m

Tabuľka III

Obr. 1 *Hymenozonotriletes polystichus* Naum. 100,1 m

Obr. 2 *Hymenozonotriletes* det.

Obr. 3 *Hymenozonotriletes comans* Phil. 100,1 m

Obr. 4 *Trilétna spóra* indet.

Tabuľka IV

Obr. 1—3

Obr. 2 *Emphanisporites* cf. *robustus* Mc.Gregor 100,1 m

Obr. 3 *Hymenozonotriletes* sp. 236,5 m

Obr. 4 *Retusotriletes* sp. 100,1 m

Obr. 5 *Acritarcha* indet.

Obr. 6 cf. *Rhabdosporites* sp. 150,10 m

Tabuľka V

Obr. 1—2 *Rhabdospora* ? 236,5 m

Obr. 3—4 *Hymenozonotriletes endemicus* Čibrikova 150,10 m

Obr. 5—6 *Archeozonotriletes* sp. 150,10 m

Obr. 7—8 ? *Rhabdosporites parvulus* Rich. 150,10 m

Tabuľka VI

Obr. 1—2 *Dictyopsophosphaera microlacunosa* Čibrikova 150,1 m

Obr. 3 *Trilétna spóra* indet. 150,1 m

Obr. 4 *Michrhystridium* sp. 150,1 m

Obr. 5—6 *Anapiculatisporites petilus* Rich. 150,1 m

Tabuľka VII

Obr. 1 *Grandispora* cf. *tomentosa* Tagardeau-Lantz. 236,5 m

Obr. 2 *Ancyrochitina* sp. 236,5 m

Obr. 3 *Leiofusa* sp. 236,5 m

Paulína Snopková—Ján Ivanička

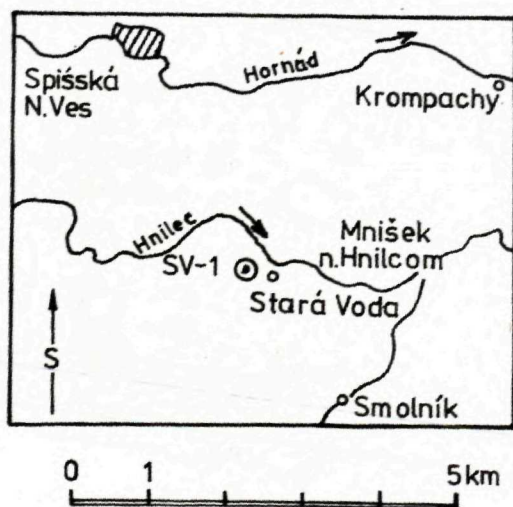
Silúrsky vek fylitov z vrtu Stará Voda — SV-1 (Spišsko-gemerské rudohorie)

3 obr. v texte, 4 fotogr. tab. (VIII—XI)

Abstract. The litological character of the upper part of the Vlachovo beds with their typical sedimentary—volcanoclastic facies. The position of sediments is almost horizontal. The Silurian (Upper Silurian) age of the phyllites was determined on the basis of palynomorphs.

Úvod

V rokoch 1975—1977 sa v katastri obce Stará Voda (okres Spišská Nová Ves) uskutočnil hlboký štruktúrny vrt SV-1, ktorého hlavným účelom bolo zistiť litofaciálny charakter a vývoj gelnickej skupiny, objasniť stratigrafické a tektonické pomery



Obr. 1 Schematický situačný náčrt vrtu SV-1

RNDr. P. Snopková, CSc., RNDr. J. Ivanička, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

v jadre hnileckej antiklinálnej štruktúry, a tak pomôcť vyriešiť regionálne otázky litostratigrafického a tektonického vývoja staršieho paleozoika, gemerika. Vrt SV-1 zachytil vrchnú časť vlachovského súvrstvia zloženú z mohutného sedimentárno-vulkanogénneho komplexu, ktorý charakterizuje silná prevaha vulkanitov nad sedimentmi. Vulkanizmus mal charakter vulkanoklastík, prevažne kremenných porfýrov. Všetky sedimenty vo vrte sú zastúpené faciou ílovcov a faciou tmavých bridlíc, epizonálne metamorfovaných na rôzne typy fylitov.

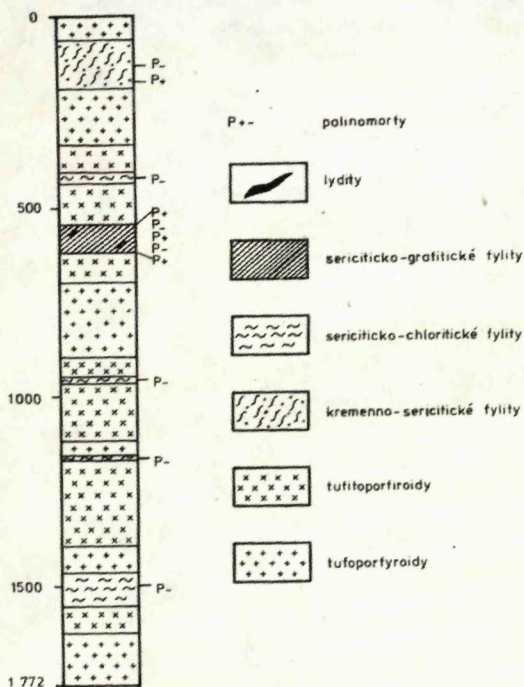
Stručná charakteristika sedimentárnych hornín

Metasedimenty gelnickej skupiny boli zachytené vo vrte SV-1 (Stará Voda) vo viacerých rôzne hrubých polohách, vystupujúcich v tufoporfyroidoch, resp. tufitoporfyroidoch (obr. 2). V hĺbke

62,50—192,00 m sú zastúpené hlavne kremeno-sericitické fylity s tenkými vložkami grafiticko-sericitických fylitov. Sericiticko-chloritické fylity s grafitickou prímесou boli zastúpené v hĺbkach:

412,50—436,80 m,
955,30—966,80 m,
1156—1165,0 m.

Pomerne hrubá poloha týchto hornín s obsahom vulkanoklastického materiálu sa nachádza v hĺbke 1464,70—1556,0 m. Z hľadiska prítomnosti palinomorf najpriaznivejšie sedimenty — sericiticko-grafitické fylity — vystupujú v hĺbke 552,0—620,0 m. Analyzované vzorky sú dokumentované na obr. 2.



Obr. 2 Schematický litologický profil vrtu SV-1

Podrobným petrografickým spracovaním metasedimentov dospela A. Vozárová (in. J. Ivanička et al. 1978) k názoru, že podľa stupňa metamorfózy ich možno zaradiť k najnižšej facií barovského typu — k facií zelených bridlíc.

Stratigrafická analýza hornín a ich korelácia

Z vrtu SV-1 bolo palinologicky spracovaných 21 vzoriek (z hĺbky 112,0—1537,0 m) prevažne z tmavošedých grafiticko-sericitických fylitov. V siedmich vzorkách sa

podľa literárnych údajov /

Obr. 3

vek		devon		silúr		ordovik		kambrium									
Druh	STUPEŇ	devon					silúr		ordovik		kambrium						
		točen	trian	givet	etel	emas	spodný	stredný	vrchný	spodný	stredný	vrchný					
Michrystidium cf. raspa (Cramer) Martin																	
? M. inconspicuum Deflandre																	
Lophosphaeridium rarum Timofeev																	
Michrystidium compense Stock et Will.																	
Štruktúry kerogén - Problematika Sa (Čorná)																	
Glaucosporomorpha sp.																	
Michrystidium cf. nanocanthum Deflandre																	
M. parvicapinosum Deflandre																	
? Cymatospaera pavimenta Deflandre																	
Michrystidium cf. bacilliferum Deflandre																	
? Veryhachium minutum Downie																	
? Cymatigolea modesta Gorka																	
Michrystidium cf. lobeznum Cramer																	
? Veryhachium trispinosum (Eis.) Timofeev																	
Lophosphaeridium cf. papillatum (Stoll) Downie																	
? Ballisphaeridium dilatispinosum Downie																	
? Pectinosphaeridium brevibrachium Eisenack																	
? Michrystidium stelligulosum Martin																	
Michrystidium sp. Tschibriková																	
Ballisphaeridium sp. N. Pantic																	
? Michrystidium eadonensis Downie																	
Lophosphaeridium cf. parvarum Stock et Will.																	
? Brechospaerospaera uratica Tschibriková																	
Dictyotidium cf. dictyotum Eisenack																	
Cryptostromatium cf. andegavense Moreau - Benoit																	
? Ballisphaeridium eisenackianum Deunff																	
Michrystidium aff. vanans Stock et Will.																	
? Leiofusa filifera Downie																	
Ballisphaeridium cf. oligofurcatum Eisenack																	
? Apiculatiretusipora spicata Rich. et Lister																	
? Brechospaerospaera diligens Tschibriková																	
Acanthotrites aff. denticulatus Naumova																	
? Cymatospaera nebulosa Deunff																	
Pterospirapopsis andogensis Deunff																	
Reticules cf. legans Cramer																	
Ballisphaeridium cf. brevispinosum var. nanum																	
Cymatospaera cf. wenlockia Downie																	
? Veryhachium josetae Cramer																	
Ballisphaeridium cf. astartes Sonneman																	
? Samarispontes inustus Allen																	
? Anapiculatispontes ventosae Cramer																	
Mikrogram																	
		3	3	5	5	5	20	20	21	32	32	31	18	18	12	11	11

našli mikrofosílie, niektoré pomerne dobre zachované, a dal sa určiť ich rod, niekedy približne i druh.

Vzorky boli laboratórne spracované kyselinou fluorovodíkovou (40%). Macerácia trvala asi jeden mesiac. Po nej, nakoľko všetky vzorky boli tmavé (grafitické), bola urobená pomalá oxidácia Schultzovým roztokom (zmes $\text{KClO}_3 + \text{HNO}_3$), trvala 7—20 dní. Čiastočne presvetlené mikrofosílie boli postupne fotografované a vzorky sa ponechali ďalej oxidovať. Tento postup sa viackrát opakoval. Takýmto spôsobom sa z niektorých vzoriek (hlbka 587,0 m, 609,0 m, 569,0 m) získali pomerne dobre zachované palinomorfy.

Palinomorfy sa našli vo vzorkách z hĺbok 172,9 m; 555,0 m; 569,0 m; 609,0 m; 615,0 m. Ostatné odobrané vzorky boli negatívne. V pozitívnych vzorkách prevládajú mikrofosílie zo skupiny *Acritarch* Evitt, zriedkavejšie sa vyskytujú *Chitinozoa*, štruktúrny kerogén a trilétne spóry. Z akritarch najhojnejšie sú zastúpené druhy rodov *Micrhystridium* a *Baltisphaeridium*, patriace do podskupiny *Acanthomorphytae* (Downie—Evitt—Saerjant 1963). Ďalej sa vyskytli rody *Lophosphaeridium*, *Cryptostromatium*, *Gloeocapsomorpha*, *Synsphaeridium* (podskupina *Sphaeromorphytae*), *Cymatiosphaera*, *Pterospermopsis*, *Dictyotidium* a *Brochopsophosphaera* (podskupina *Herkomorphytae*). Okrem akritarch sa našli v niektorých vzorkách (172,0, 609,0, 569,0 m) trilétne spóry, ktoré, pokiaľ sme ich mohli určiť, patria k rodom *Retialetes*, *Apiculatiretusispora*, ? *Anapiculatisporites*, *Acanthotriletes* a ? *Samarisporites*. S ojedinelým výskytom trilétnych spór sme sa stretli aj vo vzorkách z profilu Volovec — Baracká skala (lesný chodník, lokalita 6) a z profilu Gemerská Poloma — Podsúľová (pomník letcov SNP, lokalita 8, P. Snopková—L. Snopko 1979).

Na obr. 3 sú nanesené stratigrafické rozšírenia nájdených druhov palinomorf (podľa literárnych údajov A. Moreau-Benoit 1974; R. Raucher 1973; F. Martin 1968, 1973; E. V. Tschibrikova 1972, 1977; F. Cramer 1964, 1966; J. B. Richardson — N. Joanides 1973). Ako vidno, druhy trilétnych spór majú svoje hlavné rozšírenie v silúre, s výskytom v spodnom devóne a devóne (? *Apiculatiretusispora apicula* Rich. et Lister, *Acanthotriletes* aff. *denticulatus* Naumova a *Retialetes legionis* Cramer), len rod ? *Samarisporites* (pravdepodobne druh *Samarisporites inusitatus* Allen) sa vyskytuje v spodnom devóne až strednom devóne.

Z vrchných metrov študovaného vrtu, kde vystupujú veľmi jemné grafitické fylity tmavošedej farby (112,0—172,0 m), sme len vo vzorke z hĺbky 172,0 m zistili veľmi málo mikrofosílií. Z akritarch je to druh ? *Baltisphaeridium eisenackianum* Deunff, vyskytujúci sa v silúre, a z trilétnych spór druh ? *Anapiculatisporites ventae* Cramer, ktorý má širšie stratigrafické rozpätie (silúr—devón).

V spodnejších metroch boli na palinomorfy pozitívne vzorky z hĺbok 555,0 m 564,0 m, 569,0 m, 587 m a 615 m z jemnozrnných seriticko-grafitických fylitov s piesčitými laminami. V hĺbke 555,0 m boli zistené druhy rodov *Micrhystridium*

a *Baltisphaeridium*, ktoré majú svoje rozšírenie v ordoviku až silúre, niektoré druhy ojedinele prechádzajú aj do spodného devónu. Iba dva druhy, a to *Baltisphaeridium* cf. *oligofurcatum* Eisenack (stredný ordovik—silúr) ?*B. dilatispinosum* Downie majú užšie stratigrafické rozpätie. Okrem akritarch sa v uvedenej hĺbke našiel aj štruktúrny kerogén s málo výraznými morfológickými znakmi, ktoré sme podľa O. Čornej (1976) zaradili do skupiny *Problematica* 5a.

V hĺbke 564,0 m sme zasa našli pomerne málo akritarch, ktoré majú, podobne ako v predchádzajúcej hĺbke, širšie stratigrafické rozpätie. Nájdené mikrofosílie sú pomerne veľmi tmavé, často sa zachovali len ich úlomky.

Relatívne bohatšie na mikrofosílie boli vzorky z hĺbok 569,0 m, 587,0 m a 609,0 m. V hĺbke 569,0 m sú zastúpené akritarchy, hlavne z podskupiny *Acanthomorphitae* a *Hercomorphitae*. Aj v tejto vzorke sa nachádzajú rody a druhy s pestrou paletou stratigrafického rozšírenia, a to od ordoviku až po spodný devón (*Cymatiosphaera* cf. *pavimenta* Deflandre, ? *Micrhystridium nanacanthum* Deflandre), [od silúru až spodný devón] (? *Cymatiosphaera nebulosa* Deunff, *Cymatiosphaera* cf. *wenlockia* Downie), v silúre (*Micrhystridium* cf. *stellapilosum* Martin) od stredného silúru do stredného devónu (*Baltisphaeridium* cf. *brevispinosum* var. *nanum* Deflandre), ale našli sa aj druhy s užším stratigrafickým rozpätím — spodný silúr (? *Leiofusa filifera* Downie), vrchný ordovik — spodný silúr (? *Petiosphaeridium breviradiatum* Eisenack), stredný—vrchný silúr (*Micrhystridium* aff. *varians* Stock. et Will.). Okrem uvedených druhov akritarch sa tu ojedinele vyskytli malé trilétne spóry, ktoré sú rozšírené od silúru až po devón, hlavne spodný devón. Sú ro *Acanthotriletes* aff. *denticulatus* Naumova, *Retialetes legionis* Cramer (J. Deunff—J. J. Chateauneuf 1976). Taktiež sme ojedinele pozorovali aj výskyt chitinozoi, ktoré sa pre zlú zachovanosť nedali bližšie určiť, ako aj malých (5—10 μ) guľovitých teliesok s jemnými výrastkami. Podobné tvary, ale bez jemných výrastkov, uvádza A. Eisenack (1958) z ordoviku Baltika (diktyonemové vrstvy).

Relatívne najbohatšiu asociáciu akritarch sme zistili vo vzorke z hĺbky 587,0 m, z ktorej päť druhov má svoje rozšírenie v silúre (*Micrhystridium eatonensis* Downie, *Lophosphaeridium* cf. *parverarum* Stock. et Will., ? *Brochopsophsphaera uralica* Tschibrikova, *Dictyotidium* cf. *dictyotum* Eisenack, *Cryptostromatium ondegavense* Moreau-Benoit, dva druhy majú širšie stratigrafické rozpätie, a to vrchný silúr — spodný devón (*Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanne-man) a spodný—stredný silúr (*Micrhystridium* aff. *varians* Stock. et Will.). Ostatné určené druhy majú širšie stratigrafické rozpätie (ordovik—silúr).

Mikrofosílie získané z hĺbky 609,0 m sú v porovnaní s predchádzajúcou vzorkou chudobnejšie. Pribúda tu viac trilétnych spór, ktoré majú stratigrafické rozšírenie stredný silúr — spodný devón (? *Apiculatiretusispora spicula* Rich. et Lister), jedna, pravdepodobne zonátna spóra, sa vyskytuje až v devóne.

V hĺbke 615,0 m sme našli len dve určiteľné palinomorfy, a to ?*Pterospermopsis*

onondoensis Deflandre so stratigrafickým rozšírením silúr — ? spodný devón a rod *Gloeocapsomorpha*, vyskytujúci sa od ordoviku po silúr.

Vzorky z hĺbok 956,0 m, 1167,0 m a 1537,0 m boli negatívne.

Ako vidno z podrobného vyhodnotenia vzoriek z jednotlivých metrov, našli sme pomerne málo druhov s užším stratigrafickým rozpätím, na základe ktorých by sme mohli uvažovať o veku tmavých grafitických fylitov študovaného vrtu. Prevládajú palinomorfy so širším stratigrafickým rozpätím (obr. 3). Ide tu o obdobné výskyty palinomorf aké sme našli západne od vrtu SV-1, a to v profiloch Volovec — Baracká skala — lesný chodník, Podsúľová — Súľová — lesná cesta pod hrebeňom a Gemerská Poloma — Podsúľová — pomník letcov SNP (P. Snopková—L. Snopko 1979). Na základe výskytu najmladších palinomorf od vrchného silúru až po spodný devón (? *Veryhachium josefae* Cramer, *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman, ? *Apiculatiretusispora spicula* Rich. et Lister ; zaujímavý ojedinelý výskyt spóry ? *Samarisporites inusitatus* Allen) a na základe toho, že staršie palinomorfy ukončujú svoj výskyt koncom stredného, prípadne vrchného silúru (? *Baltisphaeridium dilatispinosum* Downie, *Michrhystridium* aff. *varians* Stock et Will., *Baltisphaeridium* cf. *oligofurcatum* Eisenack), môžeme predpokladať, že vek klastických sedimentov zachytených vrtom SV-1 je vrchnosilúrsky (ludlov). Tento predpoklad dokrešľuje aj histogram početnosti palinomorf nájdených vo vrte SV-1. Najväčší počet druhov sa vyskytuje v silúre, v ktorom maximum (33) je práve vo vrchnom silúre. Palinomorfy staršie než silúrske sú zastúpené v menšom počte. Početnejšie sú už formy, ktorých stratigrafický rozsah zahŕňa silúr — spodný devón (obr. 3). Stratigrafické rozpätie jednotlivých druhov, ako aj ich histogram početnosti poukazujú na určitú zhodu pri stanovení vrchnosilúrskeho veku skúmaných sedimentov.

Pre malý výskyt mikrofosílií sme museli použiť všetky palinomorfy zistené zo vzoriek vrtu SV-1 od 172,0 m do 615,0 m. Bolo to potrebné i preto, že ich stratigrafické rozpätie je veľmi široké. Zaznačili sme ich graficky (obr. 3) a zo všetkých sme urobili aj histogram početnosti, takže stratigrafický výsledok sa vzťahuje na úsek v rozmedzí 172,0—615,0 m. To bol jediný možný metodický postup zistenia veku skúmaných sedimentov vo vrte SV-1.

Do tlače odporučila E. Planderová.

Literatúra

- CRAMER, F. H. 1964: Microplankton from three paleozoic formations in the province of Leon NW-Spain. Leidse geol. mededelingen, 30, Leiden, 253—361.
- CRAMER, F. H. 1966: Palynology of Silurian and Devonian rocks in Northwest Spain. Bol. Inst. Geol. Y Minero de Espana, 77, Madrid, 223—286.
- ČORNÁ, O. 1976: Príspevok k stratigrafii vhodných súvrství v kryštaliniku Západných Karpát a stratigrafický význam niektorých skupín mikrozvyškov (Acritarch, Kutikul a Tracheid.). Manuscript—archív SAV, Bratislava.

- DEUNFF, J.—CHATEUNEUF, J. J. 1976 : Sur la presence d' un riche microplankton siluro-devonien a Acritarches, Spores et Chitinozoaires au sommet des schistes et quartzites de Plougastel (rade de Brest-Finistere); son interet stratigraphique. *Ceobios* 9, 3, Lyon, 337—343.
- DOWNIE, C.—EVITT, W. R. et SARJEANT, W. A. S. 1963 : Dinoflagellates, Hystrichosphaeres and the classification of Acritarchs. *Stanford Univ. Geol. Papers*, 7/3, California, 1—16.
- EISENACK, A. 1958 : Mikrofossilien aus dem Ordovizium des Baltikums. *Senck. lethea*, 39, 5/6, Frankfurt am Main, 389—405.
- IVANIČKA, J. et al. 1978 : Závěrečná správa za vrt SV-1. *Archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- MARTIN, F. 1968 : Les Acritarches de l'ordovicien et du silurien Belges. *Memoire* 160, Brusel, 1—175.
- MARTIN, F. 1973 : Ordovicien superieur et silurien inferieur a Deerlijk (Belgique). *Memoire* 1974, Brusel, 3—71.
- MOREAU-BENOIT, A. 1974 : Recherches de Palynologie et de planctologie. *Mem. Soc. geol. mineral. Bretagne* 18, Rennes, 1—248.
- RAUCHER, R. 1973 : Recherches micropaleontologiques et stratigraphiques dans l'ordovicien et le silurien en France. Étude des Acritarches, des Chitinozoaires et des Spores. *Sciences geologiques*, *Memoire* 38, Strasbourg, 5—224.
- RICHARDSON, J. B.—JOANNIDES, N. 1973 : Silurian palynomorphs from the Tanezruf and Acacus Formations Tripolitania, North Africa. *Micropaleontology*, 19/3, New York, 257—309.
- RICHARDSON, J. B.—LISTER, T. R. 1969 : Upper Silurian and lower Devonian spore assemblages from the Welsh Borderland and South Wales. *Paleontology*, 12/2, London, 201—245.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979 : Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum). *Západné Karpaty, séria geológia* 5, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 57—102.
- TSCHIBRIKOVA, E. V. 1972 : Rastiteľnyje mikrofossilii južnogo Urala i Priuralja (iz silurskich i devonskich otloženij). *Izdatelstvo „Nauka“*, Moskva, 3—220.
- TSCHIBRIKOVA, E. V. 1977 : Stratigrafia devonskich i boleje drevnich paleozoickich otloženij južnogo Urala i Priuralja. *Izdatelstvo Nauka*, Moskva, 3—191.

Paulína Snopková — Ján Ivanička

Silurian Age of Phyllites from Borehole Stará Voda — SV-1

Summary

In Early Paleozoic sedimentary-volcanic complexes the stratigraphical and tectonical conditions were revealed by deep structural drilling (locality Stará Voda). The borehole SV-1 encountered the upper part of the Vlachovo beds represented by a volcanic-sedimentary complex composed mostly of volcanic material.

Predominant are quartz porphyries alternating with laminated shales and dark (graphitic, too) shales, epimetamorphosed into phyllites of various types. Horizontal position of sediments in the core of the Hnilec anticlinal structure was revealed by drilling. Stratigraphical results were positive. The age of sediments was determined as Silurian (Upper Silurian) on the basis of palynomorphs. In the upper parts of the borehole were well preserved microfossils, mainly acritarchs, scarce trilete spores and structural kerogen with indistinct morphological characters (see Fig. 3 and Plates 1—4).

Translation E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám (všetky mikrofosílie sú zväčšené 1000 ×)

Tabuľka VIII

- Obr. 1—2 *Michrhystridium* cf. *raspa* (Cramer) Martin, — hĺbka 555 m, 569 m
Obr. 3 *Michrhystridium campoae* Stock. et Will., hĺbka 555,0 m
Obr. 4 *Lophosphaeridium* cf. *rarum* Timofeev, hĺbka 555,0 m
Obr. 5 cf. *Lophosphaeridium*, hĺbka 569,0 m, 555,0 m
Obr. 6 Štruktúrny kerogén — *Problematica* 5a (Čorná), hĺbka 555,0 m, 564,0 m.
Obr. 7 *Michrhystridium* cf. *nanacanthum* Deflandre, hĺbka 587,0 m
Obr. 8 *Michrhystridium* cf. *lobeznum* Cramer, hĺbka 569,0 m
Obr. 9 ? *Cymatiosphaera pavimeta* Deflandre, hĺbka 587,0 m
Obr. 10 *Veryhachium* cf. *trispinosum* (Eis.) Timofeev, hĺbka 564,0 m
Obr. 11 ? *Veryhachium minutum* Downie
Obr. 12 *Michrhystridium* aff. *varians* Stock. et Will., hĺbka 587,0 m
Obr. 13 *Michrhystridium* cf. *eatonensis* Downie, hĺbka 587,0 m
Obr. 14 *Baltisphaeridium* cf. *oligofurcatum* Eisenack, hĺbka 555,0 m
Obr. 15 *Lophosphaeridium* cf. *papillatum* (Stapl.) Downie, hĺbka 587,0 m

Tabuľka IX

- Obr. 1 ? *Lophosphaeridium*, hĺbka 587,0 m
Obr. 2 *Baltisphaeridium* sp., hĺbka 555,0 m
Obr. 3 *Gloeocapsomorpha*, hĺbka 615,0 m
Obr. 4 ? *Brochopsophosphaera uralica* Tschibrikova, hĺbka 587,0 m
Obr. 5 *Cryptostromatium ondegavense* Moreau-Benoit, hĺbka 587,0 m
Obr. 6 *Dictyotidium* cf. *dictyotum* Eisenack, hĺbka 587,0 m
Obr. 7 ? *Leiofusa filifera* Downie, hĺbka 569,0 m
Obr. 8 *Cymatiosphaera* cf. *wenlockia* Downie, hĺbka 569,0 m
Obr. 9 ? *Anapiculatisporites ventae* Cramer, hĺbka 172,0 m
Obr. 11 ? *Baltisphaeridium* aff. *astartes* Sanneman, hĺbka 587,0 m
Obr. 10 ? *Veryhachium josefae* Cramer, hĺbka 564,0 m
Obr. 12 ? *Apiculatiretusispora spicula* Rich. et Lister, hĺbka 609,0 m

Tabuľka X

- Obr. 1 *Pterospemopsis onondagaensis* Downie, hĺbka 615,0 m
Obr. 2 *Retialetes* cf. *legionis* Cramer, hĺbka 609,0 m
Obr. 3 ? *Cymatiosphaera nebulosa* Deunff, hĺbka 569,0 m
Obr. 4 *Acantotriletes* aff. *denticulatus* Naumova, hĺbka 569,0 m
Obr. 5 *Michrhystridium* sp. C, hĺbka 587,0 m
Obr. 6—7 cf. *Bacisphaeridium* sp., hĺbka 587,0 m, 569,0 m
Obr. 8 *Problematica* 5a (Čorná), hĺbka 555,0 m
Obr. 9 ? *Chitinozoa*, hĺbka 569,0 m
Obr. 10 ? *Chitinozoa*, hĺbka 569,0 m
Obr. 11 ? *Cymatiosphaera nebulosa* Deunff, hĺbka 587,0 m
Obr. 12 cf. *Acantotriletes*, hĺbka 569,0 m
Obr. 13 ? *Michrhystridium*, hĺbka 555,0 m
Obr. 14—15 Malé guľovité formy, hĺbka 569,0 m

Tabuľka XI

- Obr. 1 ? *Samarisporites inusitatus* Allen, hĺbka 609,0 m
Obr. 2 cf. *Dactylofusa*, hĺbka 587,0 m
Obr. 3 cf. *Chitinozoa*, hĺbka 615,0 m
Obr. 4 Štruktúrny kerogén, hĺbka 615,0 m
Obr. 5 ? *Zonátna spóra*, hĺbka 587,0 m

Štefan Bajaník—Anna Vozárová—Peter Reichwalder

Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej* skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí

7 obr. v texte, anglické resumé

Abstract: The Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) are the eastern part of the Slovenské rudohorie mts. Extensive geological researches were in 1979 followed by the compilation of the geological map 1:50 000 of the area. Basing upon the map, and in accordance with the principles of the Czechoslovak Stratigraphical Commission we have made the litostratigraphical classification of the Paleozoic submitted in this paper.

Úvod

V roku 1979 kolektív autorov Geologického ústavu Dionýza Štúra ukončil geologickú mapu regiónu Spišsko-gemerského rudohoria (1:50 000) so sprievodným vysvetľujúcim textom. Pri opise litostratigrafickej schémy paleozoika boli rešpektované zásady československej stratigrafickej terminológie zverejnené v roku 1978. Tým sa definovali, resp. redefinovali skupiny a súvrstvia paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria.

Nakoľko to bolo možné, boli použité existujúce názvy a iba v nevyhnutných prípadoch, v súlade so zásadami stratigrafickej klasifikácie, boli zavedené nové označenia.

Litostratigrafické členenie predkladajú autori nasledovne:

rakovecká skupina — Š. Bajaník —

a) smrečinské súvrstvie — Š. Bajaník

b) sykavské súvrstvie — Š. Bajaník

c) štóske súvrstvie — Š. Bajaník

dobšinská skupina — A. Vozárová —

a) ochtinské súvrstvie — A. Vozárová

RNDr. Š. Bajaník, CSc., RNDr. P. Reichwalder, CSc., RNDr. A. Vozárová, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809—40 Bratislava

- b) rudnianske súvrstvie — Š. Bajaník — A. Vozárová
 - c) zlatnícke súvrstvie — Š. Bajaník — A. Vozárová
 - d) hámorské súvrstvie — A. Vozárová
- krompašská skupina — Š. Bajaník
- a) knolské súvrstvie — Š. Bajaník
 - b) petrovohorské súvrstvie — Š. Bajaník
 - c) novoveské súvrstvie — Š. Bajaník
- gočaltovská skupina — A. Vozárová — P. Reichwalder
- a) rožňavské súvrstvie — A. Vozárová — P. Reichwalder
 - b) štítnické súvrstvie — A. Vozárová — P. Reichwalder

Gelnická skupina paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria bude predmetom osobitného príspevku. V návrhu (J. Ivanička—L. Snopko 1979 in. Š. Bajaník a kol. 1979) sa delí na súvrstvie vlachovské, Bystrého potoka a drnavské.

Rakovecká skupina

Pomenovanie podľa obce Rakovec. Označená ako rakovecká séria D. Andrusovom (1958).

Označenie uvedenej litostratigrafickej jednotky považujeme za správne, pretože v oblasti tejto lokality je typicky vyvinutá. Rakovecká skupina sa delí na tri súvrstvia: smrečinské, sykavské a štóske.

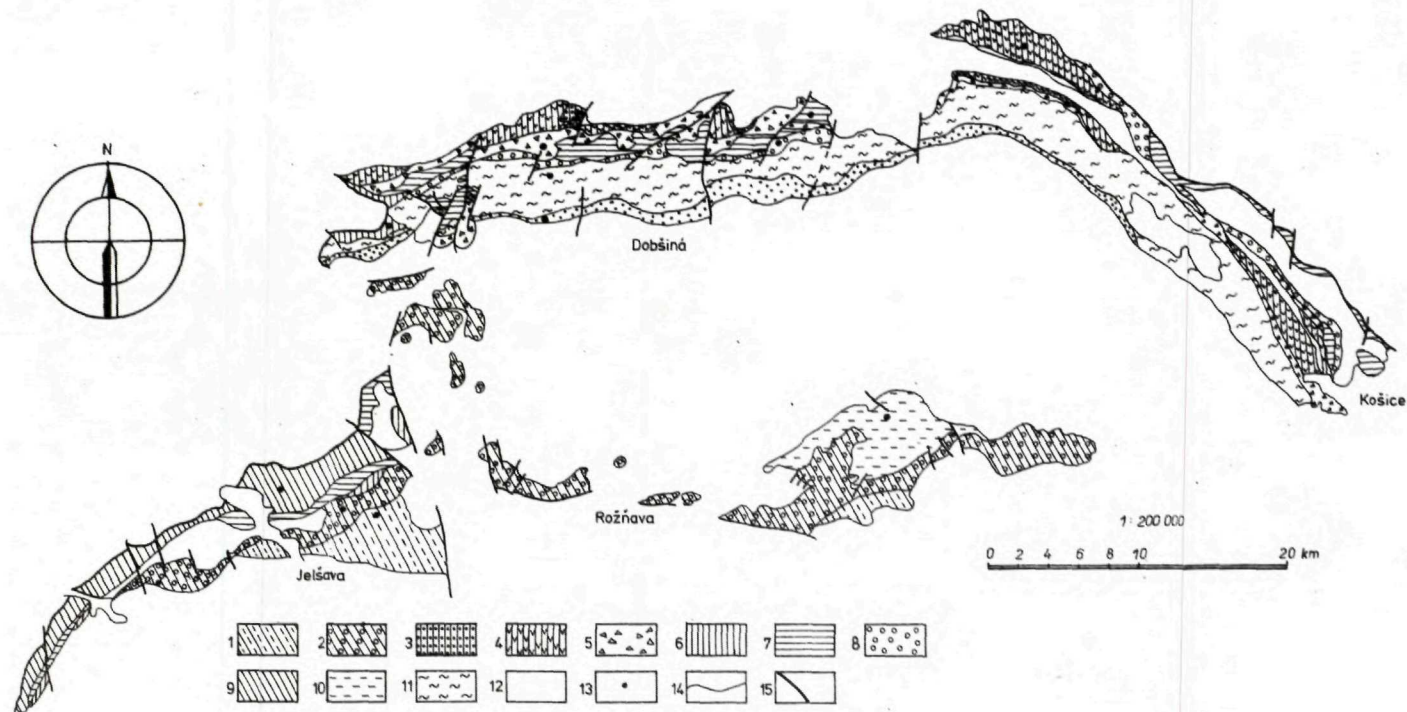
Hrúbka rakoveckej skupiny je okolo 2000 metrov.

Vek rakoveckej skupiny nebol dosiaľ preukázaný. Ak vychádzame z jej superpozície na gelnickej skupine, ktorej najvyššie členy boli nedávno preukázané ako spodnodedvónske (P. Snopková—L. Snopko 1979), a z nadložného vrchného karbónu, zodpovedala by strednému devónu — spodnému karbónu?

Rakovecká skupina v porovnaní so skupinou gelnickou (ich superpozičný vzťah je doložený terénnym štúdiom a overený vrtnými prácami, napr. južne od Rakovca a v Lacemberskej doline — Slovinky) je charakterizovaná diametrálne odlišným typom vulkanizmu. Odlišnosť je i v sedimentácii. Zatiaľ čo pre gelnickú sériu je typická rytmickosť sedimentácie, v rakoveckej skupine tento typ sedimentácie chýba. Predpokladáme, že vývoj rakoveckej skupiny prebiehal za zmenených paleogeografických podmienok.

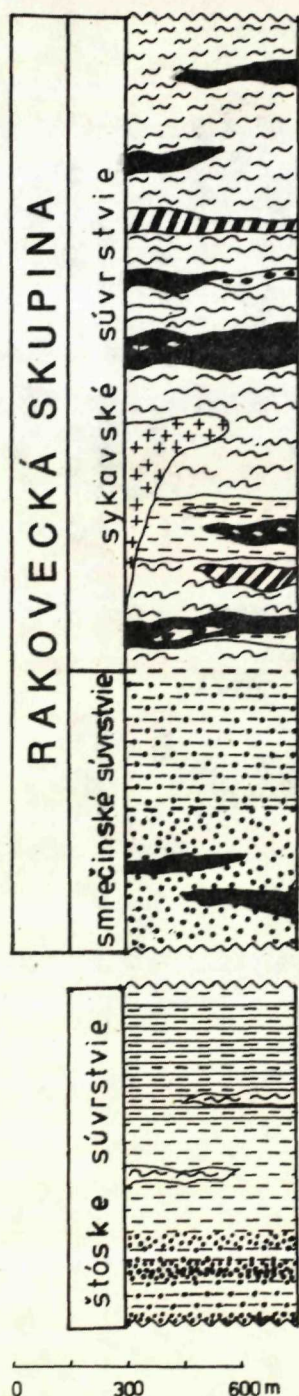
Sedimentácia rakoveckej skupiny bola porušená počas bretónskych vrásovo-metamorfných pochodov, keď boli horniny rakoveckej skupiny zvrásnené a epimetamorfované. Nadložná dobšinská skupina leží na rakoveckej transgresívne a diskordantne.

* Výraz „rakovecká“ používame miesto spisovného tvaru „rakovská“ na presné odlíšenie lokality Rakovec od lokalít Rakovo a Raková.



Obr. 1 Schematická mapa rozšírenia litostratigrafických jednotiek paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria

1 — štítické súvrstvie, 2 — rožňavské súvrstvie (1—2 gočaltovská skupina); 3 — novoveské súvrstvie, 4 — petrovohorské súvrstvie, 5 — knolské súvrstvie (3—5 krompašská skupina); 6 — hámorské súvrstvie, 7 — zlatnícke súvrstvie, 8 — rudnianske súvrstvie, 9 — ochtinské súvrstvie (6—9 dobšinská skupina); 10 — štóske súvrstvie, 11 — sykavské súvrstvie, 12 — smrečinské súvrstvie (rakovská skupina); 13 — lokality typových profilov; 14 — hranice súvrství; 15 — tektonické hranice



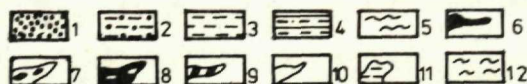
Regionálna metamorfóza hornín rakoveckej skupiny nepresiahla v podstate fáciu zelených bridlíc. Je blízka barovskému typu.

V minulosti označil L. Zelenka (1927) rakoveckú skupinu ako fylitovú sériu, D. Andrusov—A. Matějka (1931) ako fylitovo-diabázovú sériu.

Smrečinské súvrstvie

Pomenovanie podľa osady Smrečinka, 3 km jv. od Rakovca, k. 1266,2.

Typový profil: hrebeň Smrečinka—Predný Rakovec. Zodpovedá bazálnemu súvrstviu (Š. Bajaník 1962). Na základe superpozície by mohlo prináležať strednému stupňu devónu. Vystupuje po celej dĺžke rakoveckej skupiny. Vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, kde je styk medzi gelnickou a rakoveckou skupinou tektonický, smrečinské súvrstvie je čiastočne tektonicky redukované. V oblasti Smrečinky vystupuje v typickom vývoji. Základné typy hornín, ktoré sa podieľajú na jeho zložení, sú kvarcity (prevládajú najmä v spodných častiach súvrstvia), kremenno-sericitické fylity. Ojedinele sú v súvrství prítomné bazické vulkanoklastické horniny, sporadicky (Slovinky—Gelnica) aj intermediárne a kyslé. Hrúbka smrečinského súvrstvia je maximálne 600 m.



Obr. 2. Litostratigrafická schéma rakoveckej skupiny

1—kremenec; 2—kremené fylity; 3—chloriticko-sericitické fylity; 4—šedé sericiticko-chloritické fylity; 5—bazické vulkanoklastiká; 6—metamorfované diabázy a spility; 7—porfyrické metadiabázy; 8—mandľovcové metadiabázy; 9—hematitové kremenec; 10—acidné a intermediárne vulkanity; 11—gabrodiority; 12—sericiticko-kremité fylity.

Sykavské súvrstvie

Pomenovanie podľa osady Sykavka, 2 km v. od Rakovca.

Typový profil: Babiná (1277,4)—k. 1026,0—k. 848,8—Sykavka. Zodpovedá vulkanogénnemu súvrstviu (Š. Bajanič 1962). Je hlavným predstaviteľom rakoveckej skupiny. So smrečinským súvrstvom je späté pozvoľnými prechodmi. Jeho hrúbka kolíše od 1000 do 1600 m.

Pre sykavské súvrstvie je charakteristický mohutný bazický vulkanizmus zastúpený diabázmi a spilitmi v asociácii s bazickými vulkanoklastickými horninami, ktoré sú dominantnou faciou súvrstvia. Iba vzácné sú prítomné diferenciáty intermediárneho až acidného zloženia. Z asociácie vulkanických hornín možno usudzovať na jej afinitu so spilitovo-diabázovo-keratofýrovou formáciou (Š. Bajanič 1976).

Vulkanizmus v sykavskom súvrství bol subakválny, čomu nasvedčujú ojedinelé poduškové textúry, mandľovcové textúry a pestrá škála vulkanoklastických hornín. Iba vzácné pristupujú žilné a subvulkanické formy, viazané pravdepodobne na záverečné fázy vývoja skupiny.

Sedimenty sykavského súvrstvia boli primárne zastúpené ílovou a ílovito-piesčitou faciou. Tvoria polohy hlavne vo vulkanoklastických horninách a sú s nimi späté pozvoľnými prechodmi. Sedimenty dosahujú väčšie rozšírenie vo vrchných častiach súvrstvia, a to najmä v západnej časti rakoveckej skupiny.

Štóske súvrstvie

Pomenovanie podľa obce Štós.

Typový profil: Štós—Drieňovec (641,8) a povodie Čiernej Moldavy.

Súvrstvie vystupuje v oblasti Štósu a čiastočne Smolníka. Prvýkrát ho vyčlenil O. Fusán (1954) ako pravdepodobný ekvivalent spodnejších častí rakoveckej skupiny, neskôr ho študoval A. Klinec (1959), J. Ilavský (1959) a P. Reichwalder (1970). Posledný autor pripúšťa, žeby toto súvrstvie mohlo byť časovým ekvivalentom podstatnej časti rakoveckej skupiny v severnom gemeriku. Hrúbka štóskeho súvrstvia sa odhaduje na 500 až 800 metrov.

Uvedené súvrstvie sa dosiaľ v literatúre všeobecne označovalo ako „južný vývoj rakoveckej série“. Navrhujeme preň názov štóske súvrstvie podľa jeho vývoja typického práve v oblasti Štósu.

Štóske súvrstvie vystupuje v nadloží stratigraficky najvyššieho drnavského súvrstvia gelnickej skupiny, ktoré bolo preukázané ako spodný devón (P. Snopková—L. Snopko 1979). V jeho nadloží vystupuje perm. Na zložení štóskeho súvrstvia sa podieľajú metasedimenty a iba ojedinele sú prítomné vulkanoklastické horniny diabázového charakteru. Z metasedimentov sú to jemno- až strednozrnné kvarcity, páskované sericiticko-chloritické fylity šedozelenej farby a šedé sericitické fylity.

Dobšinská skupina

Do tejto skupiny boli začlenené všetky známe výskyty karbónu v gemeriku.

Pomenovanie bolo odvodené od lokality Dobšina, ktorá je klasickou a zároveň prvou paleontologicky doloženou lokalitou v severogemeridnom karbone.

Rozdelenie : Dobšinskú skupinu delíme, od stratigrafického podloženia k nadložíu, na štyri oblastné litostratigrafické jednotky druhého rádu: a) ochtinské súvrstvie; b) rudnianske súvrstvie; c) zlatnícke súvrstvie; d) hámsorské súvrstvie.

Hrúbka : Celková hrúbka sedimentárnych sekvencií dobšinskej skupiny je 1800—2100 m.

Dobšinská skupina lemuje svojim rozšírením severnú časť gemerika. Je zachovaná v tektonicky silne exponovanej zóne s vrásovo-šupinovitou stavbou, preto sa ťažko korelujú dnes známe výskyty. Problémy sú znásobené tým, že nie všetky litostratigrafické jednotky sú dostatočne biostratigraficky doložené. Všeobecne dobšinská skupina zahŕňa terigénne, vulkanicko-terigénne a karbonátové sedimentárne fácie. Významnými stratigrafickými horizontmi sú telesá karbonátov zmenených na magnezity, bazické vulkanity a vulkanoklastické horniny i fácie hrubozrnných zlepcov.

Sedimentárne sekvencie dobšinskej skupiny sú marinné, deltovo-marinné a deltové. Svojim vývojom odrážajú tektonický nepokoj spôsobený tektonickými fázami variského orogénu. Najvýznamnejšie pohyby sú intravestfálne (na rozhraní vestfálu A—B), keď sa mení konfigurácia pôvodného sedimentačného bazénu, a koncom vestfálu v ranom stefane, keď karbónska sedimentácia končí.

Ochtinské súvrstvie

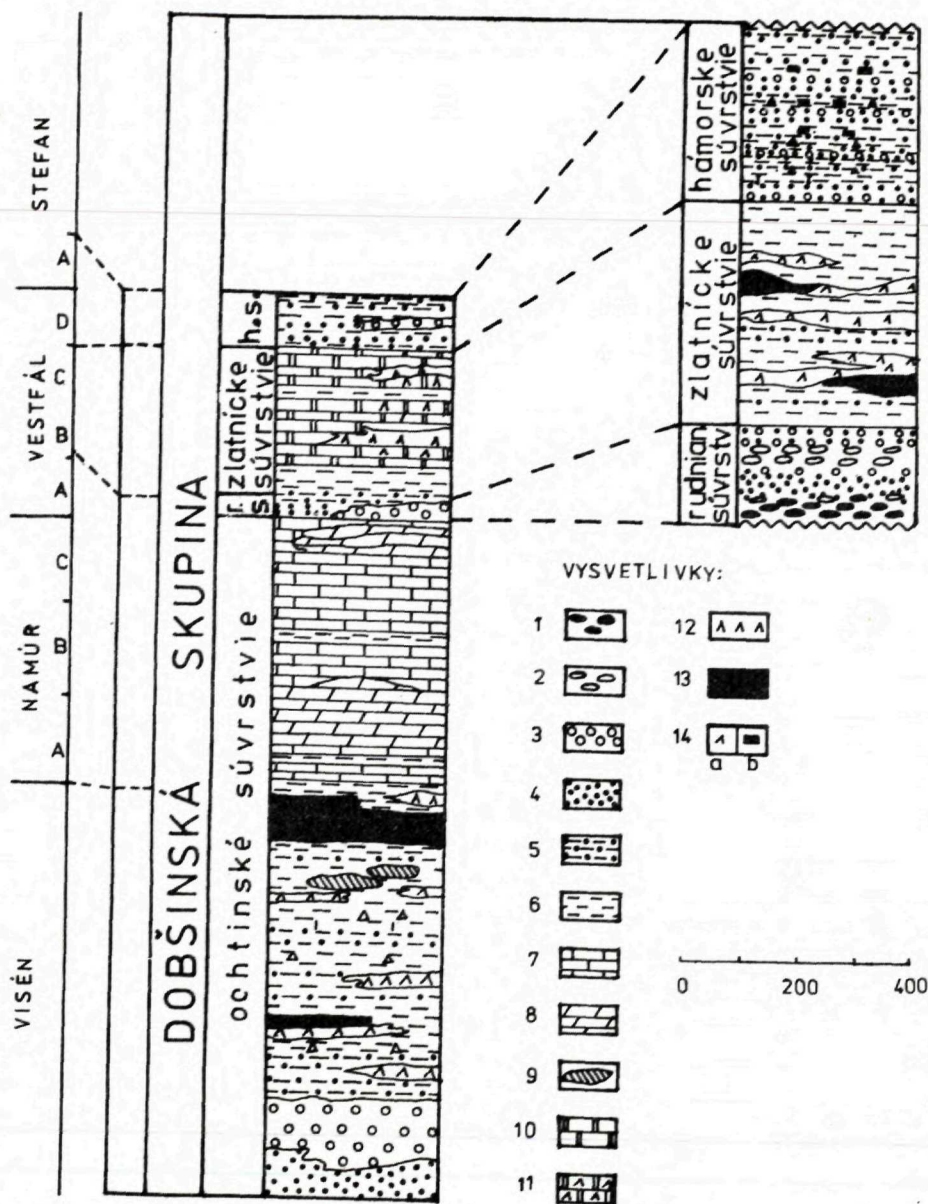
Pomenovanie ochtinského súvrstvia bolo odvodené do lokality Ochtiná, od ktorej sa smerom na JZ tiahne v súvislom pruhu, v ktorom sa našli prvé paleontologické dôkazy o jeho veku.

Na základe faunistických a litologických znakov sa ochtinské súvrstvie vždy odlišovalo od ostatných výskytov karbónu. O. Fusán (1959) ho označil názvom „ochtinsko-podrečanská fácia“. Najvýraznejším litologickým členom ochtinského súvrstvia sú telesá karbonátov premenených na magnezity. Preto ho v literatúre často označovali ako „magnezitový karbón“ (v zmysle označenia L. Zelenku 1927).

Rozšírenie : Geograficky je súvrstvie rozšírené od Ochtinej smerom na JZ, cez Ľubeník, Bradno až k Lovinobani. Lemuje juhozápadné obmedzenie tektonickej jednotky gemerika a je v tektonickom styku s jednotkou veporika pozdĺž margeciansko-ľubeníckej línie.

Typový profil : Typovou oblasťou rozšírenia ochtinského súvrstvia je oblasť severne od Jelšavy — medzi k. Magurica cez k. Veľká Štef smerom ku k. Hrádok a ďalej južne od k. Miková cez vlastné ložisko Dúbrava.

Hrúbka ochtinského súvrstvia je približne 1200 m.



Obr. 3 Litostratigrafická schéma dobšinskej skupiny

1—hrubozrnné až balvanovité zlepenice; 2—strednozrnné zlepenice; 3—drobnozrnné zlepenice; 4—pieskovce; 5—striedanie bridlíc a jemnozrnných pieskovcov; 6—bridlice; 7—dolomitické vápence, dolomity; 8—magnezity hlavného horizontu; 9—magnezity spodného horizontu; 10—kryštalické vápence; 11—vápence s bazickým vulkanoklastickým materiálom; 12—bazické vulkanoklastiká; 13—metamorfované bazické vulkanity; 14—a) bridlice s obsahom grafitu, b) antracitové slojky.

Litologická charakteristika: Pravdepodobne najbazálnejšími zachovanými litologickými členmi ochtinského súvrstvia sú tmavosivé pieskovce, ktoré v oblasti na juh od k. Magura pozvoľne prechádzajú do drobnozrnných šedých zlepcov. Valúnový materiál sa skladá predovšetkým z kremeňa (valúny veľkosti 1—2 mm). M. Mišík (1953) opisuje z týchto zlepcov i valúny pieskovca a aplitickej žuly. Obsahujú tiež fragmenty grafitických bridlíc, ktoré sú najpravdepodobnejšie intraformačného pôvodu.

V nadloží tohto komplexu sa pozvoľne vyvíja súbor piesčitých a grafitických fylitov s vložkami pieskovcov. Sú šedej až tmavošedej farby. Všeobecne sa množstvo polôh pieskovcov znižuje smerom do nadložia. Klastický detritus piesčitej zrnitosti má nasledovné mineralogické zloženie: kremeň, plagioklas (An_{14-28}), draselný živec, šachovnicový albit, klastická slúda, fragmenty grafitických bridlíc a vzácne lyditov a granitoidov. Prevládajúcou minerálnou zložkou je kremeň. Nízkometamorfne rekryštalizovaná základná hmota pieskovcov obsahuje miestami grafit.

Jemnozrnné typy sedimentov sú metamorfne zmenené na sericitické, sericiticko-grafitické a sericiticko-chloritické fylity.

V tomto komplexe sa nachádzajú telesá diabázových tufov a tufitov (A. Abonyi—M. Abonyiová 1962, A. Abonyi 1972). V podmienkach nízkej metamorfozy boli zmenené do fácie zelených bridlíc s asociáciou novotvorených minerálov: albit-epidot-zoizit-chlorit, kalcit (kremeň, rutil), v niektorých prípadoch aktinolit a drobné xenoblasty albitu.

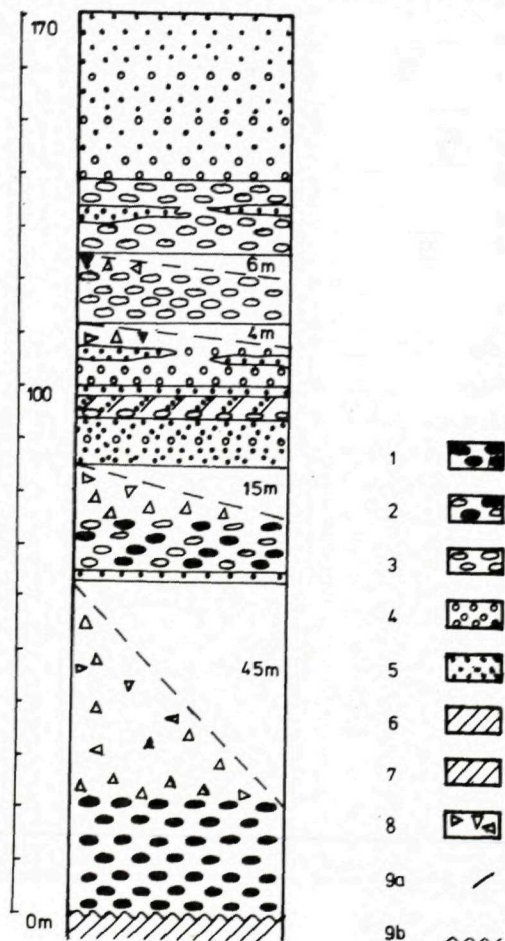
V sericiticko-grafitických fylitoch sú bežné i tenké polohy prúžkovaných karbonátov, v rôznom stupni znečistených grafitom. S horizontom bázičných vulkanoklastických hornín sú spojené telesá magnezitov, ktoré sú však rozmermi malé a ekonomicky málo významné. Známe sú z oblasti z. od Ochtinej. Najznámejšia lokalita je Veľká Štef, podrobne ju spracoval A. Abonyi (1971). Mineralogicky a charakterom metazomatických premien sa tieto výskyty výrazne líšia od magnezitov hlavného pruhu. Obsahujú väčšie množstvo žilného kremeňa, mastenca a klinoklóru (l. c.). V nadloží vulkanoklastického horizontu s magnezitmi sa nachádza pomerne hrubá poloha sericiticko-chloritických fylitov (100—150 m v oblasti lokality Veľká Štef; A. Abonyi 1971). Vystriedané sú telesom bázičných vulkanitov a ich efuzív, ktoré zaberá po celej dĺžke ochtinského súvrstvia konštantnú pozíciu. Vnútorňou štruktúrou sú to komplikované telesá zložené z variet so žilnou štruktúrou až po variety so štruktúrami typu výlevných hornín. Najväčšie z týchto telies sa nachádza v podloží ložiska Dúbrava — Miková. Ďalšie výskyty v pokračovaní smerom na JZ sú východne od Turčoka a v území medzi Sirkom a Bradnom. Štruktúra zrnitých variet je v reliktach doleritová. Porfyrické výrastlice sú tvorené silne premenenými plagioklasmi a ilmenitom.

Štruktúrna pestrosť v profile opisovaných telies bola príčinou ich rôznych petrografických názvov. Stredné časti telies so zachovanou zrnitou štruktúrou boli označované ako gabro-amfibolit (M. Mišík 1953), amfibolické gabro (I. Varga

1970), gabrová hornina, sčasti amfibolit (J. Šuf 1936), diorit atď. Telesá menšej hrúbky alebo okrajové fácie telies väčších boli nazvané diabáz (M. Maheľ 1954). A. Abonyi et al. (1972) uvádza v profile južne od k. Miková, vo vrchných častiach bázičného telesa výskyt tufov a tufitov v niekoľkých polohách nad sebou, ktoré sa smerom do stratigrafického nadložía striedajú s polohami grafiticko-sericitických fylitov. Tento pozvoľný prechod bol overený niekoľkými vrtmi v oblasti Jelšavy (vrt VPA-11, J-4, citácia z tej istej práce). Telesá bázičných vulkanitov sú regionálne metamorfované vo fácií zelených bridlíc a albitovo-epidotických amfibolitov.

Najvrchnejšou časťou ochtinského súvrstvia je hlavný magnezitový horizont. V jeho podloží sa nachádzajú sericiticko-grafitické a grafitické fylity s vložkami lavicovitých dolomitov. Lavicovité dolomity s medzivrstvičkami grafitických a dolomitických bridlíc tvoria bezprostredné podložie magnezitových telies. Vystriedané sú masívnymi dolomitmi, v ktorých sú nepravidelné obmedzené polohy kryštalického magnezitu. Jednotlivé ložiská magnezitu podrobne opísal A. Abonyi (1971, 1972). Mineralógiu magnezitových telies spracoval Z. Trdlička (1959) a I. Varga (1965). Práve vo vrstvách dolomitov s telesami magnezitov sa našli paleontologické dôkazy o veku vrchných častí ochtinského súvrstvia. Nálezy fauny sú uvádzané z lokalít Ochtiná, Jelšava, Lubeník, Ratkovská Suchá, Chyžníanska Voda, Ružina a Podrečany. Prvé paleontologické nálezy z tejto oblasti uvádzal B. Bouček—F. Ulrich (1931) a F. Heritsch (1934).

Vek: Prehodnotenie archivovanej fauny a určenie nových zberov zo zóny Ochtiná—Podrečany viedlo B. Bouček—



Obr. 4 Litologický profil rudňanským súvrstvím v doline Zápálenica

1—hrubo zrnité a balvanovité polymiktné zlepenice; 2—strednozrnité až hrubo zrnité polymiktné zlepenice; 3—strednozrnité polymiktné zlepenice; 4—drobznozrnité polymiktné zlepenice; 5—litické droby; 6—lavice šikmo vrstvených pieskencov; 7—horniny rakoveckej skupiny; 8—sutina; 9—a) tektonická styk, b) diskordancia.

ka a A. Přibyla (1960) k záveru, že vrstvy zviazané s telesami magnezitov patria namúru B—C, a sú teda staršie než vrstvy s faunou od Dobšinej. V poslednom období, na základe konodontov nájdených v starom magnezitovom lome pri Ochtinej, bol stanovený vek lavicovitých dolomitov z podložia magnezitového telesa ako vrchný visén — namúr A (serpuchov; H. Kozur—R. Mock—H. Mostler 1976). Znamená to, že celý komplex ochtinského súvrstvia, ktorý sa nachádza v podloží magnezitového horizontu, patrí najpravdepodobnejšie do spodného karbónu. Svedčia o tom i najnovšie palinologické výsledky. E. Planderová (in P. Reichwalder et al. 1978) určila z grafitických fylitov z lokality Sirk spóry, ktoré poukazujú na spodný karbón.

Problematickým členom ochtinského súvrstvia zostávajú telesá serpentinizovaných ultrabázik. Známe sú na výskytoch v oblasti Brezničky, Ploského a západne od Ochtinej. Opísal ich M. Mišík (1953), A. Abonyi—M. Abonyiová (1962) a D. Hovorka—J. Zlocha (1971). Podľa D. Hovorku patria tieto ultrabáziká k mezozoickému vývojovému cyklu, a sú teda ekvivalentmi mezozoických serpentinitov známych z rôznych častí Spišsko-gemerského rudohoria. Ich dnešná pozícia je tektonická. A. Abonyi et al. (1972) nevylučuje možnosť, žeby boli mladšie než komplex fylitov, v ktorom vystupujú, ale vzhľadom na ich geologickú pozíciu ich považuje skôr za syngedimentárne.

Sedimentačné prostredie: Vývoj sedimentov ochtinského súvrstvia prebiehal v morskem sedimentačnom prostredí. Charakteristická je oscilácia dna sedimentačného bazénu, odzrkadlená v jeho prehĺbovaní a opätovnom splytčení. Bazálnejšie, relatívne hrubodetritické sedimenty bohaté na grafit vznikali pravdepodobne v plytšom bazéne. Vzápätí však došlo k jeho prehĺbeniu sprevádzanému sekvenciami jemnozrnnejších sedimentov. Objavenie zóny bioheriem v najvrchnejších častiach ochtinského súvrstvia odzrkadľuje opätovné splytčenie pôvodného sedimentačného bazénu. Fauna z magnezitového horizontu svedčí o plytkom morskem pobreží s dobre vyvinutými koralovými a krinoidovými biohermami.

Rudnianske súvrstvie

Pomenovanie tejto litostratigrafickej jednotky bolo odvodené od lokality Rudňany, južne od nej sa nachádza stratotypová lokalita.

Typový profil: Pre vymedzenie rudnianskeho súvrstvia je to defilé v profile doliny Zapálenica, na J od obce Rudňany.

Hrúbka: Maximálna hrúbka rudnianskeho súvrstvia je 150—200 m.

Rozšírenie: V území medzi Dobšinou a Košickou Belou tvorí rudnianske súvrstvie bazálne časti dobšinskej skupiny. Leží diskordantne na svojom podloží, na rakoveckej skupine. V severnej a severovýchodnej časti rozšírenia rudnianskeho súvrstvia je pre styk z bezprostredným podloží, t. j. rakoveckou skupinou, charakteristická výrazná uhlová diskordancia. V jz. časti Spišsko-gemerského

rudohoria, t. j. v oblasti rozšírenia ochtinského súvrstvia, považuje A. Abonyi (1972) za ekvivalent rudnianskeho súvrstvia vymedzený horizont drobnozrnných zlepcov a hrubozrnných pieskovcov vyvinutý priamo v nadloží magnezitových telies. V tejto oblasti vystupuje rudnianske súvrstvie v normálnom slede. O prerušení sedimentácie nie sú zatiaľ žiadne paleontologické dôkazy.

Litologická charakteristika: Charakteristickým litologickým znakom rudnianskeho súvrstvia je naprostá prevaha klastických sedimentov psefiticko-psamitickéj veľkosti, polymiktný charakter klastického materiálu výrazne sa prejavujúci predovšetkým v jeho bazálnych častiach, zmenšovanie veľkosti zrna a zvyšovanie jeho mineralogickej zrelosti smerom do vrchných častí. Bazálne časti rudnianskeho súvrstvia v oblasti stratotypovej lokality sú tvorené hrubozrnnými, miestami až balvanovitými polymiktnými zlepcami (70—80 m). Smerom do stratigrafického nadložia sa v nich objavujú vložky polymiktných pieskovcov, ktoré postupne nadobúdajú väčšiu hrúbku a prechádzajú do relatívne hrubších piesčitých sekvencií (15—20 m). Sú zložené z telies pieskovcov (petrograficky litických arenitov a drôb) často gradačne zvrstvených, ale tiež s dobre vyvinutým šikmým zvrstvením. Bazálne časti jednotlivých vrstevných telies obsahujú prímes valúnového materiálu. V nadloží pieskovcových sekvencií sa pozvoľna vyvíja ďalší zlepcový horizont (30—40 m). Je zložený prevažne zo strednozrnných polymiktných zlepcov, ktoré vytvárajú vrstevné telesá rovnomernej hrúbky. Usporiadanie klastických častí vo vnútri jednotlivých vrstiev je horizontálne, veľmi často gradačné. Vo vrstvách pieskovcov, ktoré vystupujú podradne v tomto horizonte, boli nájdené zvyšky skremených kmeňov araukaritov. Okrem zmenšovania veľkosti klastických častí v smere do stratigrafického nadložia pozorovať v profile doliny Zapálenica v tom istom smere i zmeny v petrografickom zložení sedimentov, výrazne prejavované hlavne na valúnovom materiáli. Na petrografickom zložení valúnového materiálu sa v hrubozrnných zlepcoch z bazálnej časti rudnianskeho súvrstvia podieľajú diabázy a ich pyroklastiká 60—80 percentami, zatiaľ čo v horizonte strednozrnných zlepcov tvoria len 40 % celkového materiálu a najvrchnejších polohách, v drobnozrnných zlepcoch len 10 %. Na porovnanie uvádzame priemerné zloženie valúnového materiálu z oblasti Rudňany — Poráč (podľa A. Vozárovej 1973):

a) strednozrnné polymiktné zlepecy:

diabázy a ich pyroklastiká	— 40 %
metamorfované pieskovce	— 5 %
ruly biotitické, muskovitické	
dvojsludné	— 15 %
aplity, žuly, granodiority,	
diority	— 15 %
hematitické pieskovce a bridlice	— 15 %
ruly granátovo-biotitické	
granátovo-amfibolické	— 5 %
kremeň	— 5 %

b) drobnozrnné polymiktné zlepenec z najvrhnejších častí rudnianskeho súvrstvia:

svetlý a tmavošedý kremeň	— 40 %
ruly biotitické, muskovitické,	
dvojsľudné, granátovo-biotitické,	
amfibolické	— 25 %
metamorfované pieskovce	— 15 %
aplity, žuly	— 10 %
diabázy	— 10 %

Okrem stratotypovej lokality a jej širšieho okolia (Rudňany—Poráč) je bazálna časť rudnianskeho súvrstvia v zlepenčovom vývoji i na ďalších lokalitách. Je to Dobšiná a oblasti Bindt — Závadka — Margecany až Košická Belá. Hrúbka zlepenčových horizontov je priamo závislá na paleotektonickom režime príslušnej oblasti a petrografické zloženie valúnového materiálu na bezprostrednom podloží. K najzápadnejším výskytom patrí tzv. bazálny zlepenec od Dobšinej, ktorého hrúbka dosahuje len 3—8 m (G. Rakusz 1930). Obsahuje takmer výlučne abrazívny materiál z dobšinského dioritového a amfibolitového masívu (P. Rozložník 1935, A. Vozárová 1973). Valúnový materiál je nadpolovičnou väčšinou zložený z biotitických, granátových a dvojsľudných rúl (tonalitická rula v zmysle L. Rozložníka 1965), amfibolitov a amfibolitických rúl. Zvyšok valúnov tvoria kremenné diority, aplity, plagioaplity, diabázy, zelené bridlice a kremeň s obsahom chloritu.

Na výskytoch v oblasti Mlyniek začínajú bazálne časti rudnianskeho súvrstvia komplexom tmavých pieskovcov a piesčitých bridlíc (hrúbka asi 30 m). Zlepenec tvoria v tomto súvrství tenké vložky, ktoré sa smerne vytrácajú. Drobnozrnné zlepenec z oblasti k. Železiar opisuje O. Fušán (in J. Bartalský 1953). Podľa opisu je zloženie valúnového materiálu prevažne z kremeňa, kvarcitov a granitoidov. V oblasti Bindtu a Závadky sa na petrografickom zložení hrubozrnných a balvanovitých zlepenčov podieľajú podstatnou mierou diabázy a ich pyroklastiká, hematitové bridlice a metamorfované pieskovce. Tvoria miestami balvany veľkosti 50 cm až 1 m. Asi 20 % z celkového súboru tvoria rôzne typy rúl, amfibolity a aplity.

V najvýchodnejšej časti výskytov rudnianskeho súvrstvia v oblasti Margecany—Košická Belá je v smere od podložia k nadložíu podobný vývoj ako v oblasti Rudnianskeho, to znamená

- hrubozrnné až balvanovité polymiktné zlepenec;
- stredozrnné polymiktné zlepenec striedané s pieskovecami a grafitickými bridlicami; je tu dobre vyvinutá cykličnosť;
- drobnozrnné, miestami až oligomiktné zlepenec, pozvoľne vystriedané pieskovecami (zloženia litických a kremenných drôb).

Obsah kremeňa v hrubozrnných zlepencoch sa pohybuje okolo 15 %; metamorfovaných pieskovcov, grafitických kvarcitov — 30 %; diabázových tufov, tufitov — 20 %; žúl, aplitov, rúl, amfibolitov, rôznych typov fylitov — 35 %.

Výrazné je v tejto oblasti zvyšovanie mineralogickej zrelosti sedimentov smerom do stratigrafického nadložia. Strednozrné polymiktné zlepenice obsahujú 20 % kremeňa, 25 % rôznych fylitov, 20 % šedozelených páskovaných tufitov, 15 % metamorfovaných pieskovcov, 10 % grafitických kvarcitov, 5 % žúl. Valúnový materiál drobnozrnných zlepenčov je tvorený miestami až na 90 % kremeňom. V spodnejších častiach pristupujú k nemu svetlé jemnozrné kremence, grafitické kremence a tmavé fylity.

V celej oblasti Margecany — Košická Belá je výrazné alpínske tlakové usmerenie sedimentov. Základná hmota zlepenčov i pieskovce a bridlice boli metamorfne rekryštalizované, za vzniku asociácie minerálov fácie zelených bridlíc. Valúnový materiál je deštruovaný tlakom. Pôvod valúnového materiálu v zlepencoch rudnianskeho súvrstvia sa odvodzoval z horninových komplexov rakoveckej skupiny (P. Rozsloznsnik 1935, J. Vachtl 1938, E. Krist 1954, A. Vozárová 1973). Spornou ostávala skupina valúnov rúl, aplitov a žúl označovaná autormi zjednodušene ako „exotiká“ (E. Krist 1954, M. Ivanov 1965, O. Fusán 1959). Podrobná analýza tzv. dobsinského dioritového a amfibolitového masívu (L. Rozložnik 1965) a porovnávajúce petrografické štúdium valúnového materiálu zlepenčov severogemeridného karbónu priniesli dôkazy o tom, že pôvod valúnov „exotík“ treba hľadať v polymetamorfovaných a intruzívnych členoch rakoveckej skupiny (A. Vozárová 1973).

Petrografické zloženie valúnového materiálu pšefitov všeobecne: diabázy (zrnité, mandľovcové, porfyrické), diabázové tufy a tufity, metamorfované arkózové, drobové a kremenné pieskovce, karbonáty (dolomity), hematitické pieskovce a hematitické kvarcity, hematitické fylity, fylity sericitické, sericiticko-chloritické, chloriticko-muskovitické, hematiticko-chloritické a biotitické, grafitické kvarcity, ruly biotitické, dvojsľudné, granátovo-biotitické, biotitovo-amfibolické a granátovo-amfibolické, ruly žulového charakteru, amfibolity, granatické amfibolity, zoizitické amfibolity, zelené bridlice, metamorfované kremenné porfýry a tufy, kremenné diority amfibolitické, žuly muskovitické, dvojsľudné a biotitické aplity, plagiaplity, kremeň (podrobný petrografický opis valúnového materiálu je v prácach E. Krist 1954, A. Vozárová 1973).

Vek : Najvrchnejšie časti rudnianskeho súvrstvia sú v profile doliny Zapálenica tvorené pieskovcami hrdzavošedej farby, ktoré obsahujú tenké telesá horizontálne zvrstvených drobnozrnných zlepenčov. Z tohto horizontu pochádzajú i zvyšky flóry, ktoré určil J. Vachtl (1938) ako vestfál a F. Němec (1946) ako vestfál B—C.

Sedimentačné prostredie : Sedimenty rudnianskeho súvrstvia predstavujú príbrežnomorskú fáciu a svojím zložením i stavbou jednotlivých sedimentárnych telies výrazne odrážajú morfológiu pôvodného paleopobrežia. V oblasti Rudňany—Poráč môžeme hovoriť o sedimentačnom prostredí typu delta-fan, t. j. časti výrazne členitého pobrežia, z ktorého je hruboúlomkovitý materiál distribuovaný do príbrežnomorskej zóny a ďalej prenášaný až na morský sklon delty. V oblasti Dobšinej bol charakter paleopobrežia tektonicky menej aktívny, bez väčšieho prínosu klastického materiálu z kontinentu (A. Vozárová 1973).

Morfometrická analýza valúnového materiálu (l. c.) priniesla výsledky, podľa ktorých možno jednoznačne usudzovať, že valúnový materiál prinášaný riekami bol prepracovaný ešte i v zóne prílivu a odlivu a odtiaľ distribuovaný do ďalších častí sedimentačného bazénu. Vyznačuje sa vysokým stupňom opracovania, sféricity, čo je charakteristické práve pre toto sedimentačné prostredie.

Zlatnícke súvrstvie

Pomenovanie: Súvrstvie je pomenované podľa profilu dolinou Zlatník (cf. profil), 1,5 km s. od Rudnianskeho, kde je v klasickom vývoji; je doložené vrchnokarbónskymi spórmi a jeho superpozícia je overená i banskými prácami.

Typový profil: dolina Zlatník, 1,5 km s. od Rudnianskeho.

Hrúbka: Zlatnícke súvrstvie je hrubé približne 400—500 m. Vystupuje v priamej stratigrafickej pozícii v nadloží rudnianskeho súvrstvia. Pod ním sú zahrnuté pôvodné psamitické a pelitické sedimenty, bazické vulkanické horniny, vulkanoklastické horniny, lokálne karbonáty.

Zlatnícke súvrstvie vystupuje a je kartograficky vyčlenené od Lányho huty pri Dobšinej po Poráč a medzi Veľkým Folkmárom a Košickými Hámrami. Časť zlatníckeho súvrstvia bola v minulosti považovaná za súčasť rakoveckej skupiny. Avšak vrtnými a banskými prácami (Mlynky, Gretla, Bindt, Rudňany), ako i nálezom spór na viacerých miestach (Palcmanová Maša, Biele Vody, Hnilčík, Rudňany, Košické Hámre; P. Snopková in Š. Bajaník et al. 1967, P. Snopková 1978) bola doložená jeho normálna superpozícia na rudnianskom súvrství a stratigrafická príslušnosť k vrchnému karbónu.

Ako je známe, sedimentácia na severe gemerika nezačína všade pšefitmi. Lokálne je to psamitická fácia a v miestach tektonického styku medzi rakoveckou skupinou a karbónom je rudnianske súvrstvie čiastočne až úplne redukované.

Z celkového priestorového rozšírenia facií v zlatníckom súvrství medzi Lányho hutou a Poráčom možno usudzovať, že v jeho nižších častiach vystupujú prevažne sedimenty. Sú to grafitické bridlice s vložkami pieskovcov, lokálne karbonátmi (Dobšiná, Mlynky), sporadicky s počiatocnými prejavmi bazického vulkanizmu. Je pravdepodobné, že spodnej časti zlatníckeho súvrstvia prináleží i karbón v oblasti Košice—Bankov. Názorová nejednotnosť na jeho paralelizáciu je zrejme odrazom ťažkostí, ktoré sú vyvolané izolovaným charakterom jeho vystupovania.

Pre strednú, dominantnú, časť zlatníckeho súvrstvia, je typická prítomnosť hlavne jemných vulkanoklastických hornín diabázového zloženia, v menšej miere polôh afanatických, jemnozrnných a vzácne i porfyrických diabázov. V tomto komplexe miestami pristupujú vložky grafitických bridlic, grafiticko-piesčitých bridlic a fylitických bridlic.

Najvyššia časť zlatníckeho súvrstvia je zastúpená prevažne sedimentmi. Z nich prevládajú grafitické bridlice s vložkami jemnopiesčitých bridlic a pieskovcov. V oblasti Gretly (J. Macko—K. Ondrejko 1964) a Rudnianskeho vystupujú v nich i tenké vložky karbonátov.

Grafitické bridlice s vložkami pieskovcov a bázických vulkanoklastických hornín medzi Veľkým Folkmárom a Košickými Hámrami, najnovšie preukázané ako vrchný karbón (P. Snopková 1978), sú v nadloží karbónskych psefitov a sú najpravdepodobnejšie ekvivalentom spodnejších častí zlatníckeho súvrstvia.

V oblasti medzi Ochtinou a Brádnom vystupuje v nadloží ochtinského súvrstvia pruh fylitov a metamorfovaných pieskovcov s polohami bridličnatých vápencov a na S a SZ od Jelšavy i diabázových tufov a tufitov. A. Abonyi et al. (1972) ich paralelizuje so súborom sedimentov s diabázovým vulkanizmom z oblasti Dobšinej a Rudnianskej, z nadložia fosiliférnych vrstiev. Považujeme túto alternatívu za pravdepodobnú, a preto vyššie uvedené sedimenty a vulkanoklastické horniny zaraďujeme do zlatníckeho súvrstvia.

Všeobecne možno konštatovať, že juhozápadným smerom od Dobšinej sa postupne vytrácajú produkty bázického vulkanizmu a pribúdajú karbonátové členy.

Vek tohto súboru sedimentov nebol zatiaľ dostatočne paleontologicky doložený. Spoločenstvo sporomorfov z lokality s. od Brádna poukazuje na príslušnosť k vrchnému karbónu (E. Planderová in P. Reichwalder et al. 1979).

Hámorské súvrstvie

Pomenovanie: Súvrstvie pomenoval M. Máška (1959) podľa lokality Vyšný Hámor z. od Dobšinej, kde je najlepšie vyvinuté. Je to súbor cyklicky sa striedajúcich drobných až strednozrnných zlepcov, pieskovcov, piesčitých bridlíc a grafitických bridlíc s ojedinelými tenkými slojkami antracitu. Po prvýkrát bolo spomenuté v prácach P. Rozložníka (1935) a G. Rakusza (1930). Ponechávame špecifickú časť názvu tejto litostratigrafickej jednotky a nahradzujeme obecnú časť názvu v zmysle nových zásad čsl. stratigrafickej klasifikácie. Obecné označenie „vrstvy“ meníme na „súvrstvie“.

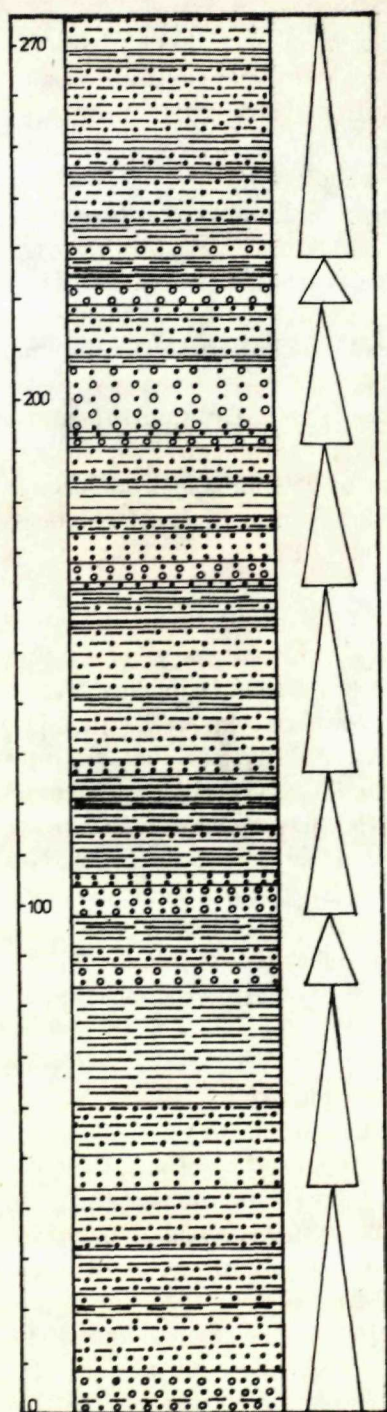
Hámorské súvrstvie predstavuje najvrchnejšiu časť dobšinskej skupiny.

Typový profil: Pre vývoj hámorského súvrstvia je to oblasť Vyšného Hámra z. od Dobšinej a profil vrtom G-37, ktorý bol situovaný práve v tejto oblasti (komplexne ho spracoval J. Chmelík et al. 1962).

Hrúbka: Odhadovaná hrúbka hámorského súvrstvia je okolo 250—300 m.

Rozšírenie: Regionálne je hámorské súvrstvie rozšírené hlavne v údolí Dobšinského potoka medzi Vyšným Hámrom a Vyšnou Mašou, z. od Dobšinej; ďalej na severných svahoch k. Strieborná až po údolie rieky Slanej. Smerom na JZ možno sledovať drobné výskyty hámorského súvrstvia v oblasti južných svahov Dúbravy a Tatárskej hory, Teplej Vody s. od Jelšavy a na niekoľkých drobných výskytoch medzi Burdou a Sirkom (podľa členenia A. Abonyiho 1971).

Litologická charakteristika: Najzákladnejším litologickým znakom hámorského súvrstvia je výrazná cykličnosť, to znamená striedanie normálnych sedimentačných cyklov so zjemňovaním smerom nahor („fining upward“). Sedi-



mentačný cyklus začína na báze obvykle zlepenkami, ktoré pozvoľne prechádzajú do sľudnatých pieskovcov, často s grafitovým pigmentom, a smerom do nadložia až do piesčitých a grafitických bridlíc. V grafitických bridliciach sa nachádzajú v troch a štyroch cykloch nad sebou tenké vrstvy antracitu. Hrúbka takýchto cyklov dosahuje asi 10—30 m. V spodnejších častiach hámorského súvrstvia sa začínajú objavovať tenké vložky karbonátov i zelenosfarbených bridlíc, pravdepodobne s prímесou bázičského vulkanoklastického materiálu (vrt G-37).

Na petrografickom zložení valúnového materiálu sa v zlepencových polohách podieľa takmer výlučne kremeň. Ako uzavreniny boli v ňom zistené kryštály biotitu, muskovitu a chloritu. Veľmi vzácne sa našli valúny sľudnatých kryštalických bridlíc a grafitických kvarcitov (A. Vozárová 1966). Opracovanosť valúnov je veľmi dobrá. Klastický detritus piesčitej zrnitosti je taktiež v prevládajúcom množstve tvorený kremeňom. Ďalšou minerálnou zložkou sú klastické sľudy — takmer úplne rozložený biotit a muskovit. V malom množstve boli zistené fragmenty albiticky lamelovaných plagioklasov (A. Vozárová 1966). Z grafitických bridlíc z vrtu G-37 bol okrem pyritu, organických látok a sericitu doložený DTA analýzou i illit (B. Čičel in J. Chmelík et al 1962).

Obr. 5 Schematický litologický profil hámorským súvrstviem vo vrtě G-37

1—zlepence; 2—piesčité zlepence; 3—pieskovce; 4—striedanie pieskovcov a bridlíc; 5—bridlice; 6—antracitové slojky; 7—vápence; 8—vyjadrenie cyklov.

Vek : Biostratigrafické datovanie hámorského súvrstvia bolo robené na základe mikroflóry z vrtu G-37 (Ž. Ilavská in J. Chmelík et al 1962). Spoločenstvo sporomorfi poukazuje podľa autorky na vestfál D.

Sedimentačné prostredie, v ktorom vznikli sekvencie hámorského súvrstvia sa všeobecne považuje za paralické (M. Máška 1957, L. Rozložník 1963). V paleogeografickom vývoji karbónskeho sedimentačného bazénu znamenalo toto obdobie definitívne splytčenie a prerušenie sedimentácie.

Krompašská skupina

Pomenovanie : Podľa mesta Krompachy, v okolí ktorého vystupujú základné litofácie tejto skupiny.

Krompašská skupina vystupuje v súvislom pruhu od Dobšinej po Košice. Jej členenie je postavené na báze litostratigrafickej.

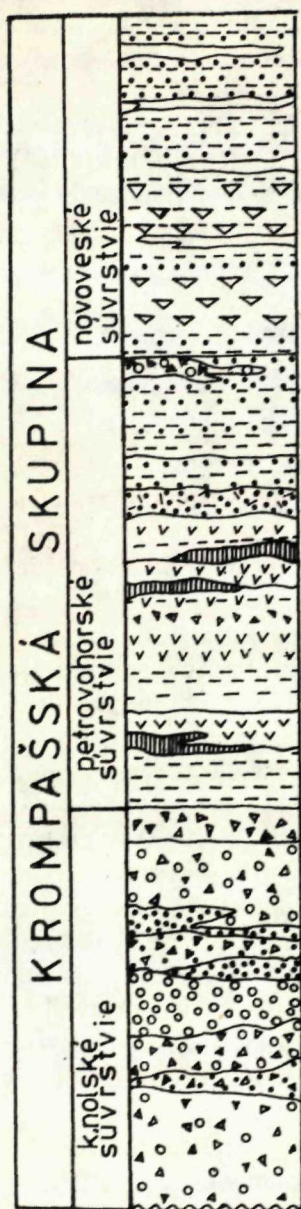
Sedimentačné prostredie je odrazom zmeneného paleogeografického režimu, vyvolaného astúrskou fázou vrásnenia. Sedimentáciu v perm sprevádzajú epeirogénne pohyby. Spočiatku má kontinentálny ráz, ktorý sa pozvoľne premieňa na kontinentálno-lagunárny až lagunárny.

Hrúbka krompašskej skupiny je približne 1500 m. V minulosti viacerí autori predložili schémy jej členenia, ako napr. M. MaheI (1953), M. Ivanov (1954), A. Biely (1956), Š. Bajanič (1965), E. Drnzík—J. Hudáček (1963). V poslednom období bola viac-menej akceptovaná schéma, ktorú navrhol J. Adámek a kol. (1965). Perm sa delí na tri súvrstvia: bazálne, efuzívno-sedimentárne a sadrovcové.

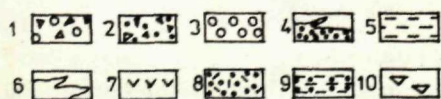
Rozdelenie : Vychádzame zo zásad československej stratigrafickej klasifikácie a súvrstvie bazálne označujeme ako súvrstvie knolské, súvrstvie efuzívno-sedimentárne ako petrovohorské súvrstvie, súvrstvie sadrovcové ako súvrstvie novoveské.

Vek krompašskej skupiny nie je doposiaľ paleontologicky dostatočne preukázaný (iba dve vzorky z profilov vedených s. od Košickej Belej boli pozitívne na sporomorfy, čo indikuje spodnú časť vrchného permu — E. Planderová in Š. Bajanič a kol. 1979), je však považovaná za perm na základe litofaciálnej paralelizácie, superpozície nad paleontologicky preukázaným vrchným karbónom a na základe vystupovania v podloží paleontologicky doloženého spodného triasu (M. MaheI—J. Vozár 1971).

Možno, že knolské súvrstvie prináleží autunu, nakoľko vyššie petrovohorské súvrstvie by na základe rádiometrických datovaní (L. Novotný — I. Rojkovič 1979) už pravdepodobne prináležalo saxónu. Potom by novoveské súvrstvie snáď zodpovedalo türingu. Na spóromorfy pozitívne vzorky od Košickej Belej prináležia



0 100 200 m



vyššej časti petrovohorského súvrstvia. Ich datovanie je v súlade s ich pozíciou v litostratigrafickej schéme. Uvedomujeme si, že nedostatočný počet údajov posúva i tieto úvahy o možnej vekovej príslušnosti jednotlivých súvrství do hypotetických sfér.

Hranica novoveského súvrstvia oproti spodnému triasu je pozvoľná, konvencionálna. Podobná situácia je i tam, kde fácie typické pre novoveské súvrstvie chýbajú; zatiaľ zostáva otvorenou aj ich prípadná paralelizácia s novoveským súvrstvom. V spodnom triase dochádza k relatívnemu vyrovnaniu sedimentácie.

Knolské súvrstvie

Pomenovanie : Podľa V. Knoly, k. 1265,6,3 km sv. od Mlyniak.

Typový profil: Cyriacka (1062,4) — Veľká Knola — Muráň (1259,7). V uvedenom profile je knolské súvrstvie typicky vyvinuté a litofaciálne v celom profile spracované (Š. Bajanič 1965). Knolské súvrstvie vystupuje po celej dĺžke krompašskej skupiny. Jeho hrúbka je premenlivá, podmienená tak typom sedimentácie, ako i reliéfu a kolíše od niekoľkých desiatok metrov do 350 metrov. Je zložené z pestrých polymiktných zlepcov s ojedinelými vložkami drôb a bridlíc. Tmel zlepcov je piesčitý. Na zložení valúnového materiálu sa podieľa asi 15 horninových typov, no väčšina z nich má iba lokálnu platnosť. V tektonicky exponovaných zónach sú zlepenice stlačené a majú plošne paralelnú textúru.

Lokálne sa v zlepencoch vyskytujú vložky drôb a bridlíc. Ojedinele (napr. Čierna hora pri Dobšinej)

Obr. 6 Litostratigrafická schéma krompašskej skupiny
1—zlepenice, brekcie; 2—pieskovce, brekcie;
3—zlepenice; 4—pieskovce; 5—bridlice; 6—kyslé až intermediárne vulkanity; 7—vulkanoklastické horniny;
8—arkózy; 9—striedanie bridlíc a pieskovcov;
10—evapority.

boli v najvyšších častiach knolského súvrstvia zaznamenané i tenké polohy kremen-
ných porfýrov.

Petrovohorské súvrstvie

Pomenovanie : Podľa Petrovej hory (k. 608,0), 3,5 km v. od Krompách.

Typový profil : Oblasť Petrovej hory (v. svahy, zárez cesty v doline Záhora).

Zárez cesty odкрýva v dĺžke asi 200 m petrovohorské súvrstvie. Sú tu zastúpené základné fácie spracované litofaciálne, petrograficky a petrochemicky (Š. Bajaník — A. Vozárová in A. Vozárová—J. Vozár et al. 1979).

Typickým členom tohto súvrstvia sú kremenné porfýry. Generálne vystupujú v dvoch hlavných polohách. Z oblasti Novoveskej huty je známe (I. Rojkovič 1967), že stratigraficky nižšia poloha má vyšší stupeň acidity. Stupeň premeny kremenných porfýrov je rôzny. Od kompaktných, prípadne slabo stlačených typov s porfyrickou štruktúrou až po porfyroidy vystupujúce v zónach, v ktorých sa dynamická zložka uplatnila intenzívnejšie. Okrem acidných vulkanických členov boli ojedinele zaznamenané i členy bázickejšie. Z oblasti Košickej Belej a Krompách sa uvádzajú porfyrity (M. MaheI 1952, M. Ivanov 1957), z okolia Krompách opisuje I. Rojkovič (l. c.) kremenné a dioritové porfyrity. Permský vulkanizmus má znaky lineárneho vulkanizmu.

Súčasťou vulkanickej aktivity je pestrá škála vulkanoklastických hornín objemom vysoko prevyšujúca vlastné vulkanické horniny. Vystupujú v rôzne hrubých polohách v celom súvrství — pozvoľne späté s ostatnými sedimentárnymi horninami. Sú to popolové tufy až lokálne zaznamenané aglomeratické variety. Z tufitických sedimentov popolové tufy, pieskovcové tufy, tufitické bridlice a tufitické zlepenice.

Hrúbka : Maximálna hrúbka petrovohorského súvrstvia sa odhaduje na 750 m.

Novoveské súvrstvie

Pomenovanie : Podľa Novoveskej Huty.

Typový profil : Strážanský kopec (k. 898,2) — Novoveská Huta. Diferenciácia bazénu podmienená synsedimentárnou tektonikou spôsobuje, že lokálne (Čierna hora — Dedinky — Novoveská Huta — Rudňany, na V Košická Belá; J. Václav—A. Vozárová 1978) dochádza k lagunárnej sedimentácii. Toto súvrstvie je typicky vyvinuté v oblasti Novoveskej Huty, kde dosahuje až 400 m hrúbky. Je zložené z pestrých bridlíc a pieskovcov s polohami sadrovca a anhydritu, najmä vo svojich spodných častiach s polohami brekcií. Súčasťou súvrstvia sú i tzv. vrchné zlepenice.

Gočaltovská skupina

V južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria sa nachádza komplex detritických sedimentov so slabými prejavmi acidného vulkanizmu, ktorý spočíva diskordantne na zvrásnených a metamorfovaných horninách staršieho paleozoika gemerika. Jeho štúdiom sa zaoberal celý rad autorov — ich pozornosť sa zameriavala predovšetkým na riešenie stratigrafického začlenenia.

Výsledky geologického mapovania, štruktúrnej, litofaciálnej a sedimentárno-petrografickej analýzy, ktoré boli získané v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v poslednom desaťročí (A. Vozárová 1973, 1977; P. Reichwalder 1973), boli podkladom pre nové litostratigrafické členenie mladopaleozoického obalu južnej časti gemerika. Celý komplex definujeme ako novú litostratigrafickú jednotku pod názvom gočaltovská skupina.

Pomenovanie celej skupiny bolo odvodené od obce Gočaltovo, východne od Jelšavy, v južnej časti Slovenského rudohoria.

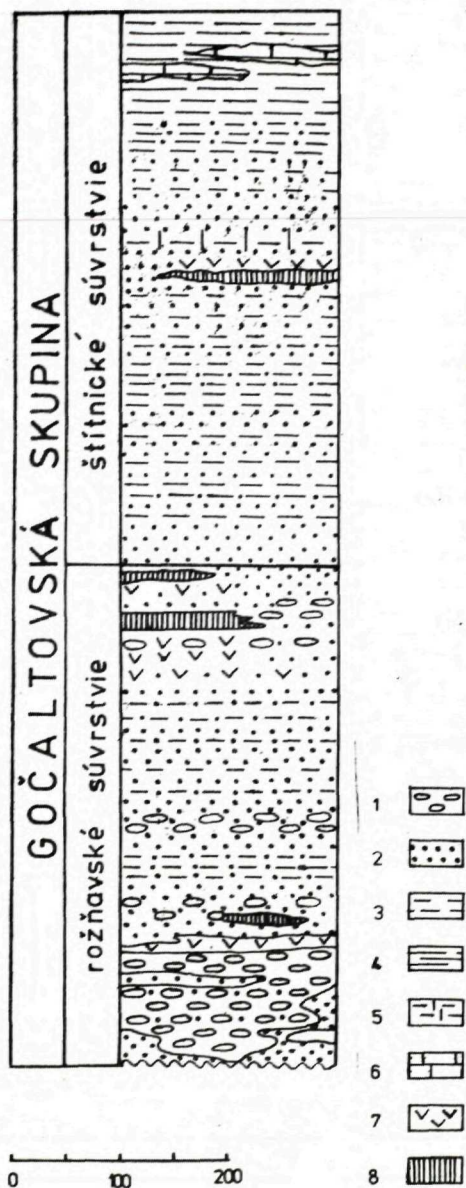
Rozdelenie : Na základe litologických kritérií bola gočaltovská skupina rozčlenená do dvoch oblastných litostratigrafických jednotiek nižšieho rádu (obr. 6). Od stratigrafického podložia k nadložíu je to: a) rožňavské súvrstvie; b) štítnické súvrstvie.

Typový profil : V priamom stratigrafickom slede nad sebou sa nachádzajú obidve súvrstvia v oblasti jv. od k. Hrádok (na SZ od obce Gočaltovo, od ktorej bol odvodený názov celej skupiny súvrství). Ďalšie výskyty sú v doline Blatnica, na Z od Medzeva a na Z od Jelšavy.

Hrúbka : Odhadovaná hrúbka sedimentárnych sekvencií gočaltovskej skupiny je 600—800 m.

Litologická charakteristika : Gočaltovská skupina je zložitý súbor predovšetkým klastických sedimentov. Obsahuje polohy acidných vulkanitov a vulkanoklastických sedimentov, tiež detritických dolomitických vápencov, ktoré sú čo do objemu síce podradne zastúpené, no sú významnými stratigrafickými horizontmi. Bazálne časti gočaltovskej skupiny ležia diskordantne na zvrásnených a metamorfovaných staropaleozoických komplexoch gemerika — na gelnickej skupine v západnej časti a na štóskom súvrství vo východnej časti územia.

Vnútrotná stavba sedimentárnych sekvencií gočaltovskej skupiny je zložená z dvoch megacyklov, pre ktoré je typické zjemňovanie sedimentov smerom do vrchných častí. Spodný cyklus obsahuje sedimentárne členy relatívne hrubozrnnejšie než vrchný cyklus, ktorý je ukončený sedimentáciou detritických dolomitických vápencov. Hruboklastická sedimentácia, v prvom cykle sprevádzaná vulkanickou aktivitou, je priamym odrazom synsedimentárnej tektonickej aktivity. Mineralogická zrelosť pieskovcových členov sa znižuje smerom od stratigrafického podložia k nadložíu, v závislosti od zvyšovania tektonickej aktivity. Klastické sekvencie v spodnom megacykle odrážajú svojím zložením predchádzajúce štádium peneple-



Obr. 7 Litostratigrafická schéma gočaltovskej skupiny

1—zlepence; 2—pieskovce; 3—prachovce; 4—bridlice; 5—karbonátové bridlice; 6—vápence, dolomitické vápence; 7—vulkanoklastické horniny; 8—paleoryolity, paleodacity.

nizácie v zdrojovej oblasti, zatiaľ čo vrchnejšie súvrstvia signalizujú rapidné oživenie reliéfu, za súčasnej akumulácie v sedimentačnom bazéne (A. Vozárová 1977).

Nedostatok paleontologických dôkazov zostáva naďalej hlavnou príčinou rozdielnych názorov na vekové zaradenie sedimentov gočaltovskej skupiny.

V podstate možno vyčleniť dve skupiny názorov: jedna skupina autorov predpokladá vek karbónsky (D. Andrusov 1953, M. Maheľ 1954, A. Klinec 1959, O. Fusán 1959, L. Snopko 1966), druhá skupina vek permský (M. Máška 1957, T. Gregor 1963, I. Varga 1970, P. Reichwalder 1973, A. Vozárová 1973).

História: Po prvýkrát opísal komplex sedimentov vyvinutý v nadloží staropaleozoickej gelnickej skupiny v celej šírke výskytu (od Sirku až po Jasov) J. Šuf (1939), ktorý ho nazval rožňavsko-železnickou sériou. Neskôr M. Máška (1957) označil celý južný pruh mladšieho paleozoika názvom železnícko-jasovská séria; v jej rámci vyčlenil vrstvy: a) hrádocké (pseliticko-pelitické); b) zádielske (psamiticko-pelitické); c) jelšavské (karbonátovo-pelitické). Vo svojej práci uvádza autor hlavné litologické znaky, na základe ktorých vymedzuje jednotlivé litostratigrafické jednotky, avšak ich rozšírenie nevyznačuje kartograficky.

Rožňavské súvrstvie

Tvorí bazálnu časť gočaltovskej skupiny.

Pomenovanie súvrstvia je odvodené od mesta Rožňava, od ktorého je na západ i na východ typicky vyvinuté.

Typový profil: Lokality skupiny typových odkryvov sa nachádzajú v oblasti západne od Rožňavy, sz. od obce Rožňavské Bystré a v oblasti k. Ostrá Skalka, na sv. od obce Rákošská Baňa.

Hrúbka: Rožňavské súvrstvie je hrubé 200—400 m.

Litologická charakteristika: Najstarším litologickým členom rožňavského súvrstvia sú masívne pieskovce vyvinuté iba lokálne. Na západe sa vyskytujú v oblasti k. Ostrá Skalka, na SV od Rákošskej Bane a severne od Rožňavského Bystrého. Vo východnej časti tvoria viac-menej súvislý pruh od severných svahov Tupého vrchu až po dolinu Nižnej Ráztočky. Hrúbka horizontu dosahuje najviac 80 m. Petrograficky zodpovedajú tieto pieskovce kremenným a arkózovým drobám s obsahom zrn kremeňa, draselného živca, plagioklasu (An_{09-14}), klastickej sludy. V nadloží pieskovcov sú vyvinuté zlepenice, prevažne strednozrnné, miestami na báze s obsahom väčších valúnov. Lokálne tvoria bazálnu časť rožňavského súvrstvia a ležia diskordantne na staropaleozoických horninách.

Petrografické zloženie zlepenecov je priamo závislé na zložení podložných komplexov. V západnej časti územia majú zloženie oligomiktné (podložie—gelnická skupina). Valúnovým materiálom je kremeň a metakvarcity, pričom smerom do stratigrafického nadložia ubúda materiál metakvarcitov a pribúdajú fragmenty kremeňa. Vo východnej časti územia majú zlepenice prvého megacyklu polymiktné zloženie (podložie—štóske súvrstvie). Valúny sú tvorené kremeňom, pieskovecami, metakvarcitmi, rôznymi typmi fylitov, porfyroidov.

Významným stratifikačným horizontom sú v sedimentoch rožňavského súvrstvia prejavy vulkanickej činnosti (P. Reichwalder 1973). V nadloží zlepencového horizontu a miestami už i pod zlepenkami sa zjavuje tenká poloha pieskových tufov (hrúbka 5—20 m), ktorá má značné plošné rozšírenie. Len vzácné sa v tejto pozícii našli drobné telesá paleoryolitov a paleodacitov (J. Kantor 1950, A. Vozárová 1977, P. Kulich 1970).

Polymiktné a oligomiktné zlepenice smerom do nadložia pozvoľne prechádzajú do komplexu hrubo- a strednozrnných pieskovcov. Vnútna štruktúra tohto komplexu je výrazne cyklická. Cykly sa zjemňujú smerom nahor (typu „fining-upward“) v bazálnych častiach sú hrubopiesčité až zlepenkové, smerom do vrchných častí piesčité, v najvrchnejších častiach vzácné so zachovanými fragmentmi vrstiev piesčitých bridlíc.

Opísaný vrstevný sled zodpovedá zhruba prvému megacyklu. Ďalší cyklus sa začína vyvíjať v podobe nového zlepencového horizontu. Na východe územia ho možno sledovať od hrebeňa malého Jelenieho vrchu cez Jankov a Brezový vrch až po hlavný hrebeň medzi údolím Čiernej Moldavy a Blatnice (P. Reichwalder 1973). Smerom na Z tvorí vrcholové časti hrebeňa Osadník—Tupý vrch, pričom zlepenice nadobúdajú výraznejšie oligomiktný charakter. Na západe územia, v oblasti k. Šebková (z. od Gočaltova), sú na obdobie vzniku druhého zlepencového horizontu časove viazané prejavy ďalšej etapy vulkanickej činnosti. Je tu vyvinutý komplex

zlepencov a pieskovcov, ktorý obsahuje polohy vulkanoklastických sedimentov a drobné paleoryolitové telesá felzitickej štruktúry (opísal ich M. Mišík 1953, M. Ivanov 1965 a i.). Drobné výskyty sedimentov s vulkanoklastickou prímесou a s telesami felzitických vulkanitov sa nachádzajú tiež v oblasti Rákoš—Jelšava (A. Vozárová in T. Gregor et al. 1976).

Vulkanické horniny rožňavského súvrstvia, ktoré vystupujú v dvoch horizontoch, patria k subalkalickým vulkanitom alkalicko-vápenatej série. Petrograficky zodpovedajú radu ryolitovo-dacitovému, prechodným členom medzi silno- a slabovápennými ryolitmi—dacitmi. Tomuto charakteru zodpovedajú aj sprievodné vulkanoklastické horniny (T. Gregor—P. Reichwalder—A. Vozárová 1979).

Vek : Dôkazy o veku rožňavského súvrstvia sú veľmi vzácne. Nálezy sporomorf z pieskovcovo-bridličnatého komplexu prvého megacyklu z oblasti sv. od Drnavy majú širšie rozpätie a sú dokladom pre stefan D—autun (E. Planderová 1980).

Sedimentačné prostredie : Sedimenty rožňavského súvrstvia vznikali v sedimentačnom prostredí kontinentálnom, typu náplavových kužeľov (A. Vozárová 1977). Masy klastického materiálu prenášala široko rozvetvená sieť horských potokov do pomerne plochej aluviálnej nížiny. Proximálne časti bazénu boli lemované systémom prolúviálnych kužeľov, v dnešnom stave štruktúrne nezrelých, slabo opracovaných zlepencových telies. Smerom distálnejším sa okrajové prolúviálne kužele vytrácali a došlo k vývoju systému plochých aluviálnych vejárov. Svedčia o tom cykly typu zjemňovania nahor („fining-upward“) oddelené navzájom eróznymi rozmyvmi, dnové výplne korýt, konkávne typy šikmých zvrstvení atď. V oblasti aluviálnej nížiny vznikali občasné jazerá, v ktorých sedimentovali dobre vrstevnaté, relatívne jemnejšie sedimenty, miestami s gradačným zvrstvením. Okraj sedimentačného bazénu bol založený na zlomoch, na ktoré boli viazané i vulkanické centrá. Materiál z nich bol spolu s ostatným detritom transportovaný do sedimentačného bazénu.

Štítnické súvrstvie

Pomenovanie : Podľa obce Štítnik, na západ od ktorej má súvrstvie najúplnejší vývin. Po prvýkrát ho opísal J. Bystrický a O. Fusán (1955) z oblasti medzi Štítnikom a Jelšavou ako morský vývoj permu. Štítnické súvrstvie reprezentuje strednú a vrchnú časť druhého megacyklu.

Rozšírenie : V oblasti medzi Štítnikom — Rozložnou a Jelšavou, južne od Krajnej doliny, na západ od Jelšavy a na východe v oblasti Brezového vrchu, západne od Hačavy a západne od Zádielskej doliny.

Hrúbka : 400—600 m.

Typový profil : Sústava typových odkryvov sa nachádza v oblasti medzi Štítnikom a Rozložnou.

Litologická charakteristika : Charakteristickou litologickou črtou štítnického súvrstvia je cyklické striedanie pieskovcov a piesčitých bridlíc. Dobre vyvinuté

vrstevné telesá zachovávajú konštantnú hrúbku. Celkovo prevládajú v bazálnych častiach súvrstvia pieskovce, lokálne sú hrubšie zrnité. Smerom do nadložia sa zvyšuje množstvo telies bridlíc zelenošedej a fialovozelenej farby, prípadne bridlice úplne prevládajú. V najvrchnejších častiach štítnického súvrstvia sa objavujú tenké polohy karbonátových bridlíc, tiež detritických vápencov a dolomitických vápencov a karbonátových pieskovcov. Tvoria šošovkovité telesá hrubé 30—50 m. V podloží karbonátových sedimentov sa objavuje nesúvisle vyvinutý horizont svetlosivých strednozrnných pieskovcov, ktoré sú charakteristické pomerne vysokým obsahom živcového detritu (25—30 %) a klastických slúd (10 %). Tieto typy pieskovcov boli zistené severne od Lúčky a Bôrky a v oblasti k. Červená chrásť, severne od Rozložnej (A. Vozárová 1977).

V oblasti západne od Gočaltovského Mlyna bol banskými prácami, ktoré robil Československý uránový priemysel, n. p., zachytený vulkanogénny horizont hrubý 80—120 m, smernej dĺžky asi 2 km. Tiahne sa od Gočaltovského Mlyna cez južné svahy Starej Hory až ku k. 673 m (I. Štimmel 1968). V bazálnych častiach vulkanogénneho horizontu sa nachádzajú tenké výlevné telesá felzitických ryolitov, smerom do nadložia prevládajú vulkanoklastické sedimenty.

Vek : Stratigraficky sa štítnické súvrstvie zaraďuje na základe prác J. Šufa (1930, 1960, 1963), ktoré sa opierajú o určenia zvyškov flóry Fr. Němejcom. Nové preurčovanie staršieho nálezú šupiny šišky a vetvičky druhu *Pseudovoltzia liebeana* (Gein) Florin a nové nálezy lístkov rodu *Sphenozamites* podľa Fr. Němejca svedčia jednoznačne o vrchnopermskom veku. Na základe toho vyjadruje J. Šuf (1963) názor, že zvyšky schránok mlžov, ktoré boli nájdené na k. Háj v roku 1960 a boli priradené spodnému triasu, patria k čeľadi *Antracossiidae* Amal. 1928, resp. k rodu *Carbonicola* McCoy 1855. Posledné palinologické štúdiá E. Panderovej (1980) dokladajú z horizontu bridlíc s karbonátovými telesami vekové rozpätie spodný až stredný trias. Znamená to, že najvrchnejšie časti štítnického súvrstvia súvisia stratigraficky už so spodným triasom, tak ako to pôvodne predpokladal J. Šuf (1960) a na základe litologických rozborov H. Böckh (1905) a M. Mišík (1953).

Sedimentačné prostredie : Brakické sedimentačné prostredie predpokladal pre sedimenty z oblasti Štítnika J. Bystrický—O. Fusán (1955).

S najväčšou pravdepodobnosťou možno predpokladať v období sedimentácie štítnického súvrstvia široko rozvinutú príbrežnomorskú aluviálnu nížinu, zo strany kontinentu lemovanú systémom jazier, ktoré občas komunikovali s príbrežnomorskou zónou. Množstvo klastického detritu bolo prinášané z kontinentu systémom riečnych korýt, ktoré do tejto zóny ústili. Najvrchnejšie časti súvrstvia zodpovedajú lagunárno-sebchovému komplexu. O bazénovom type sedimentácie svedčí konštantná hrúbka vrstiev, časté laminárne zvrstvenie, gradačné zvrstvenie v pieskovcoch, obsah klastickej sludy, hojné znaky bioturbačnej činnosti organizmov a tiež nálezy odtlačkov schránok mlžov na kopci Háj.

Do tlače odporučil O. Fusán a O. Samuel.

Literatúra

- ABONYI, A. 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. Mineralia slov. III, 12—13. Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Bratislava — Sp. N. Ves, 319—343.
- ABONYI, A. et al. 1972: Slovenské magnezitové ložiská. Geofond, Bratislava.
- ABONYI, A.—ABONYIOVÁ, M. 1962: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—95.
- ADÁMEK, J. a kol. 1965: Výskum efuzivně-sedimentárního souvrství permských sedimentů severigemeridné synklinály, jeho stratigrafické rozčlenění a mineralogicko-geochemická charakteristika rudonosných horizontů. Manuskript—archív Geol. Průzk. Jáchymovské doly, Příbram.
- ANDRUSOV, D. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. Zborn. IV/1—2, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát. I. diel. Vydav. SAV, Bratislava. 1—300.
- ANDRUSOV, D.—MATĚJKA, A. 1931: Quide des excursion dans les Carpathes occid. etc. Praha.
- BAJANÍK, Š. 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 235—279.
- BAJANÍK Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských pefitov západne od V. Knoly. Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—66.
- BAJANÍK, Š. et al. 1967: Vysvetlivky k listu Spišská Nová Ves (1 : 50 000). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. a kol. 1979: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria (1 : 50 000). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BARTALSKÝ, J. 1953: Zpráva o ložisku Mlynky k zásobám. Geofond, Bratislava.
- BIELY, A. 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. Práce, Správy 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 37—61.
- BOUČEK, B.—PŘIBYL, A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbónu. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—49.
- BOUČEK, B.—ULRICH, F. 1931: Výskyty zkamenělin v magnezitove zóně Slovenského Rudohoří. Věstník Stát. geol. Úst., VII, Praha, 203—221.
- BÖCKH, H. 1906: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes—Gömörer Erzgebirges. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1905, Budapest.
- BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věst. Ústř. Úst. geol., Praha, 28—29.
- DRNZÍK, E.—HUDÁČEK, J. 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a werfenu a kladeniu hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—53.
- FUSÁN, O. 1954: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—40.
- FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geologické Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171—180.
- GREGOR, T. 1963: Štruktúrne-geologické pomery v juhozápadnej časti Rudohoria vo vzťahu k hydrotermálnym ložiskám. Kandid. dizertač. práca—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—149.
- GREGOR, T. et al. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000. List Jelšava. Manuscript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GREGOR, T.—REICHWALDER, P.—VOZÁROVÁ, A. 1981: Kyslý vulkanizmus v perme rožňavsko-železníckej série. Zborník referátov z Konferencie o paleovulkanitoch Z. Karpát (v tlači), Bratislava, 7—167.
- HERITSCH, F. 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpaten. Věstník Stát. geol. Úst. X., Praha, 138—154.

- HOVORKA, D.—ZLOCHÁ, J. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. Mineralia slov. III, 12—13. Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Bratislava — Spišská N. Ves, 295—319.
- CHMELÍK, J. et al. 1962: Litofaciálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÁ, Z. in CHMELÍK, J. et al. 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-37, Dobšiná — Hámor. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANOV, M. 1954: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. 4, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 705—750.
- IVANOV, M. 1957: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213—240.
- IVANOV, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43—92.
- KANTOR, J. 1950: Geologicko-montanistické pomery oblasti Štós—Hačava—Nižný Medzev. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73—127.
- KOZUR, H.—MOCK, R.—MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). Geol. Paläont. Mitt. Bd. 6, 1, Innsbruck, 1—29.
- KULICH, P. 1970: Vysvetlivky ku geologickej mape M=1:25 000, list Rožňava a Jablonov—paleozoická časť. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRIST, E. 1954: Karbónske zlepenie bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—105.
- MACKO, J.—ONDREJKOVIČ, K. 1964: Záverečná správa Bindt-Novoveská Huta (Cu pieskovce), Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves.
- MAHEL, M. 1952: Správa o geologickej stavbe a rudných pomeroch územia západne od Košíc. Manuskript—archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Zbor. IV, 1—2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—225.
- MAHEL, M. 1954: Stratigraficko-tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. Zbor. V, 1—4, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 146—183.
- MAHEL, M.—VOZÁR, J. 1971.: Príspevok k poznaniu permu a spodného triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—66.
- MÁŠKA, M. 1957: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (I. perm). Správy o geol. výskumoch Ústf. Úst. geol. v r. 1956, Praha, 113—120.
- MÁŠKA, M. 1959: Zpráva o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (III. Karbón celkově). Zprávy o geologických výskumoch v roce 1957. Čes. Akad. Věd. Praha, 136—146.
- MIŠÍK, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. Zbor. IV, 3—4, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 557—585.
- NĚMEJC, F. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpravy II, České Akad. Věd. Um. 56, Praha, 1—37.
- NOVOTNÝ, L.—ROJKOVIČ, I. 1979: Príspevok k objasneniu zrudnenia v severogemeridnom perme. Referát na Konferencii: „Aktuálne problémy čsl. geológie“, 1979, Smolenice, 113—128.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej“ skupiny. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKUSZ, G. 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nadyvisnyó. Geol. Hung. (ser. paleont. I, 8), Budapest.

- REICHWALDER, P. 1970: Štruktúrno-litologické a stratigrafické pomery j. od Štôsu. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty, 18, 99—141, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—141.
- REICHWALDER, P. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000. List Ratkovské Bystré, archív—Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ROJKOVIČ, I. 1967: Mineralogicko-geochemická charakteristika V—Mo—Cu zrudnenia v perme Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ROZLOZSNIK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geol. Hung. (sér. geol.), 5, Budapest.
- ROZLOŽNÍK, L. 1963: Bázičné vulkanity v karbone dobšinského vývoja. Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—48.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Západné Karpaty, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—93.
- SNOPKO, L. 1966: Stratigrafické členenie vrchného karbónu SGR. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1978: Správa o vyhodnotení vzoriek za úlohu 122. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na podklade palinologických výsledkov. Záp. Karpaty, sér. geológia 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTIMMEL, J. 1968: Správa o výsledkoch prieskumu v okolí Gočaltova. Manuskript—archív Geol. Prieskumu urán. Priemyslu, Spišská Nová Ves.
- ŠUF, J. 1930: Poznámky o nových nálezoch karbonských a triasových zkamenělinách. Věst. Stát. geol. Úst., VI, 3, Praha, 110—117.
- ŠUF, J. 1936: Příspěvek k poznání geologie a petrografie juhovýchodní části Slovenského Krušnohoří. Geol. Zbor. Geologica carpatha. 10, Praha, 143—184.
- ŠUF, J. 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítnika a Nandráže na jižním Slovensku. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—126.
- ŠUF, J. 1963: Správa o geologickém průzkumu okolí Štítnika. Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63—67.
- TRDLÍČKA, Z. 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnezitů. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—201.
- VÁCLAV, J.—VOZÁROVÁ, A. 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. Záp. Karpaty, sér. min. petr. geochem. metal. 5, Bratislava, 83—108.
- VACHTL, J. 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Kotrbachy (Slovenské rudohorí). Sbor. Stát. geol. Úst. XII, Praha, 33—65.
- VARGA, J. 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. Zbor. východoslov. múzea v Košiciach. VI. A, Košice, 37—63.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologického prostredia metazomatických karbonátových ložísk v SGR. Mineralia slov. II. 6, Spišská Nová Ves, 85—92.
- VOZÁROVÁ, A. 1966: Petrograficko-štruktúrny výskum zlepcov karbónu v oblasti Dobšiná — Nižná Slaná. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 2—30.
- VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. Záp. Karpaty, 18, Geol. Úst. D. Štúra, 7—99.
- VOZÁROVÁ, A. 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov v juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Záp. Karpaty, sér. min. petr., geoch. a lož. 3, Bratislava, 147—175.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. et al. 1979: Permian of the West Carpathians, Guide book for geological excursion, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—80.
- ZELENKA, L. 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompach na Slovensku, Věstník Stát. Geol. Úst., Praha.

Lithostratigraphic classification of Rakovec Group and Late Paleozoic in Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)

Summary

On the grounds of the geological map 1 : 50 000 of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) a new scheme of lithostratigraphical division of the Gemicum Paleozoic was made.

Here we submit a proposal of a new lithostratigraphical division of the Rakovec Group and of the Late Paleozoic in the Spišsko-gemerské rudohorie mts.

The Rakovec Group is characterized by basic volcanism with marked affinity to the spillite-diabase-keratophyre formation with tholeiitic magmatic trend. The age of the Rakovec Group has not been biostratigraphically proved so far but it is ranged to the Middle-Lower Carboniferous on the basis of its superposition to the Gelnica Group.

The Rakovec Group is divided in two lithostratigraphic units: the lower Smrečinka Formation (terrigenous sedimentary rocks dominant), and the upper Sykavka Formation (maximum basic volcanic rocks, volcanoclastic rocks, fine-grained sedimentary rocks, sporadic intermediary and acid volcanic rocks). In the southern part of the Gemicum the Štós Formation, mostly terrigenous, is parallelized with the Rakovec Group. In the basement of the Tertiary of the Lučenská kotlina (depression) a complex of metasedimentary rocks and basic volcanic rocks was revealed (bore hole FV — 1 Blhovce). The complex is dated to the Givetian — Frasnian on the basis of sporomorphs and it is parallelized with the Rakovec Group.

The Dobšiná Group comprises a group of sequences formerly denoted as the North-Gemicid Carboniferous. It is stratigraphically overlain by the Rakovec Group. It is composed of terrigenous volcano-terrigenous and carbonate lithofacies deposited in marine and deltaic-marine environments. The Dobšiná Group is divided in four lithostratigraphic units: the Ochtiná Formation, the Rudňany Formation, the Zlatník and the Hámor Formations. Their stratigraphical range is Viséan — Namurian A to Westphalian D — Stephanian A?

The Krompachy Group is characterized by continental sequences formerly denoted as the North-Gemeric Permian. It is divided in three lithostratigraphic units: the Knola Formation, the Petrova hora Formation and the Novoveská Huta Formation (sedimentary sequences with evaporites). Basing upon sporomorphs and radiometric dating the Krompachy Group is ranged to the Autunian? — Saxonian — Thuringian.

The Gočaltovo Group represents the Late Paleozoic cover of the southern part of the Gemicum. It rests unconformably on the Early Paleozoic Gelnica Group. It consists dominantly of clastic sedimentary sequences with products of rhyolite-dacite volcanism. The Gočaltovo Group is divided in two lithostratigraphic units — the Rožňava and the Štítnik Formations.

The basal Rožňava Formation is coarse-clastic, with acid volcanic products in two horizons. It comprised continental sedimentary facies of the alluvial fan type and alluvial-lacustrine facies. Its Stephanian — Autunian age was determined on the basis of sporomorphs.

The Štítnik Formation consists of rhythmically alternating sequences of sandstones and schists with detrital dolomite limestones in their top parts. They deposited in the fluvial-lacustrine and lagoonal-sabkha environments. Their Upper Permian age was determined on the basis of flora from the upper parts only whereas sporomorphs are indicative of the Lower Triassic.

Translation: E. Jassingerová.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Scheme of distribution of Paleozoic lithostratigraphic units of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)

1—Štítňík Formation; 2—Rožňava Formation (1—2 Gočaltovo Group); 3—Novoveská Huta Formation; 4—Petrova hora Formation; 5—Knola Formation (3—5 Krompachy Group); 6—Hámore Formation; 7—Zlatník Formation; 8—Rudňany Formation; 9—Ochtiná Formation (6—9 Dobšiná Group); 10—Štós Formation; 11—Sykavka Formation; 12—Smrečinka Formation (Rakovec Group); 13—localities of type profiles; 14—boundaries of Formations; 15—tectonic boundaries.

Fig. 2 Lithostratigraphical scheme of Rakovec Group

1—quartzites; 2—quartz phyllites; 3—chlorite-sericite phyllites; 4—grey sericite-chlorite phyllites; 5—basic volcanoclastic rocks; 6—metamorphosed diabases and spilites; 7—porphyric metadiabases; 8—amygdaloidal metadiabases; 9—hematite quartzites; 10—acid and intermediary volcanic rocks; 11—gabbrodiorites; 12—sericite-quartz phyllites.

Fig. 3 Lithostratigraphical scheme of the Dobšiná Group

1—coarse-grained and bouldery polymict conglomerates; 2—medium-grained and coarse-grained conglomerates; 4—sandstones; 5—alternant schists and fine-grained sandstones; 6—schists; 7—dolomite limestones, dolomites, 8—magnesites in main horizon; 9—magnesites of lower horizon; 10—crystalline limestones; 11—limestones with basic volcanoclastic material; 12—basic volcanoclastic rocks; 13—metamorphosed basic volcanic rocks; 14—a) schists with graphite, b) anthracite seams.

Fig. 4 Lithological profile of the Rudňany Formation in Zapálenica valley

1—coarse-grained and bouldery polymict conglomerates; 2—medium-grained and coarse-grained polymict conglomerates; 3—medium-grained polymict conglomerates; 4—fine-grained polymict conglomerates; 5—lithic graywackes; 6—sheets of cross-bedded sandstones; 7—rocks of Rakovec Group; 8—debris; 9—a) tectonic contact, b) unconformity.

Fig. 5 Schematic lithological profile of the Hámore Formation in the bore hole G-37

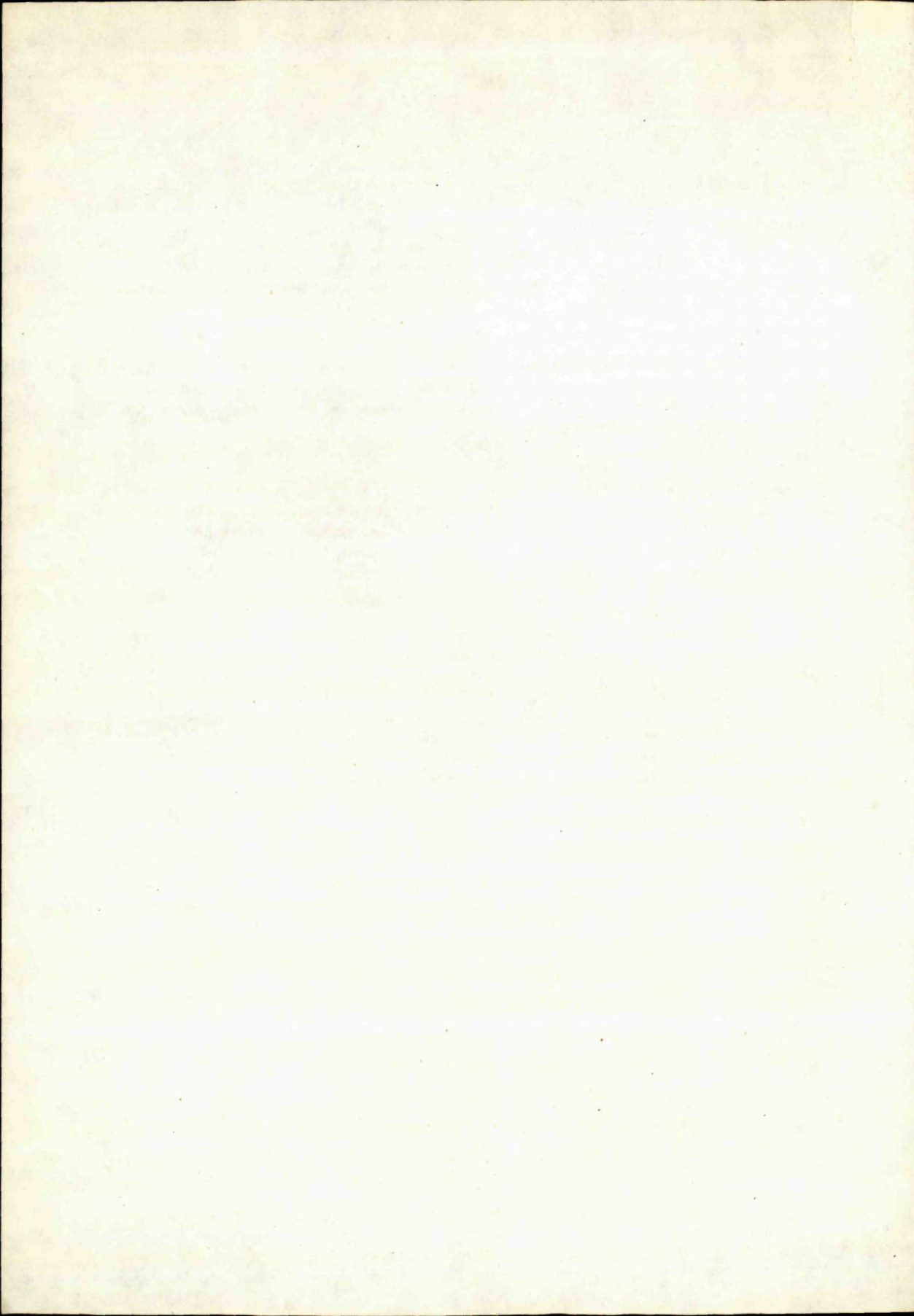
1—conglomerates; 2—sandy conglomerates; 3—sandstones; 4—alternant sandstones and schists; 5—schists; 6—anthracite seams; 7—limestones; 8—cycles.

Fig. 6 Lithostratigraphical scheme of the Krompachy Group

1—conglomerates, breccias; 2—sandstones, breccias; 3—conglomerates; 4—sandstones; 5—schists; 6—acid and intermediary volcanic rocks; 7—volcanoclastic rocks; 8—arcoses; 9—alternant sandstones and schists; 10—evaporites.

Fig. 7 Lithostratigraphical scheme of Gočaltovo Group

1—conglomerates; 2—sandstones; 3—siltstones; 4—schists; 5—carbonate schists; 6—limestones, dolomite limestones; 7—volcanoclastic rocks; 8—paleorhyolites, paleodacites.



Peter Straka

O veku série foederata

1 obr. v texte, 1 tab.

Abstract. Presented are results of micropaleontological research of insoluble remains of limestones from partly metamorphosed beds covering the Kohút Zone crystalline complex in the Vepor. Cherty limestones of the Foederata Group contained a Conodont assemblage showing that the limestones are amidst dark Karnic Schists. On the ground of this a new succession of lithostratigraphic units (Table 1) may be suggested. Dolomites in the area of Scheibe are Upper Triassic.

Úvod

Súvrstvie metamorfovaných kremencov a vápencov vystupujúce asi 3 km na západ od mesta Dobšiná sa označuje ako séria foederata. Tiahne sa severovýchodným smerom od obce Rejdová do horného toku Dobšinského potoka, kde má najúplnejší vývoj, zatiaľ čo ostatnú časť budujú prevažne kremence a rauvaky.

Prvé písomné správy o súvrství pochádzajú už zo začiatku XX. storočia. Odvtedy sa na jeho tektonické postavenie a stratigrafické zaradenie vystriedalo niekoľko názorov, získavaných hlavne litologickým pozorovaním a koreláciou s obdobnými vrstevnými sledmi. Zo starších hodno spomenúť prácu P. Rozložníka (1935), ktorý vyčleňuje osobitnú jednotku patriacu k veporidom a nazýva ju séria foederata. Pripisuje jej staropaleozoický, bližšie neurčený vek, ale nevylučuje ani vek mezozoický. Obsiahlejšie a podrobnejšie rozpracoval túto sériu R. Schönnenberg (1948). Označuje ju ako obal kryštalinika tisovskej zóny spodno- a stredno-triasového veku (kremence na báze, rauvaky a tmavé dolomity), ako malm (ružové, biele a svetlosivé vápence) až po spodný neokóm (čierne ílovité a iné bridlice). Toto stratigrafické zaradenie urobil na základe paralelizácie s inými vývinmi v jednotkách Západných Karpát. A. Biely (1955) podáva vyčerpávajúci obraz o geologickej stavbe celej oblasti. Definitívne zamietla vek jury a kriedy a celému súvrstviu pripisuje vek spodného a stredného triasu (verfén—anis až ladin), nevylučuje však vyššie stupne triasu. Nález údajného goniatita v súvrství (J. Bystrický 1959)

spochybnil jeho mezozoický vek, pripisuje sa mu vek karbónsky, a tým sa paralelizuje s dobšinským vývinom karbónu (M. Máška 1957).

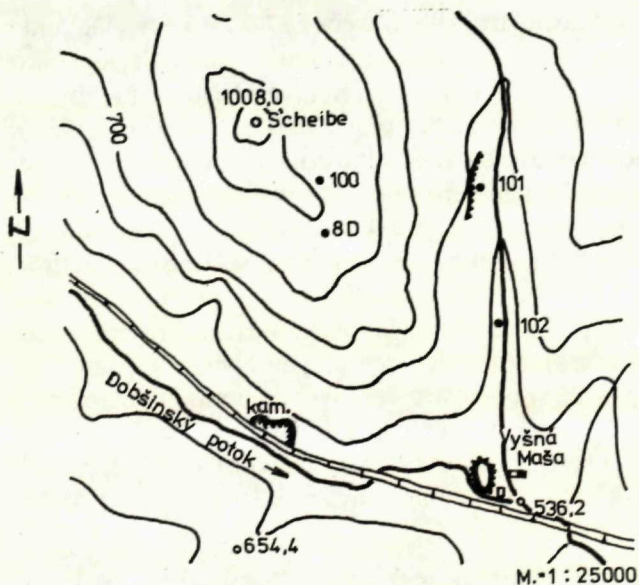
Celková predstava o veku hlavných členov súvrstvia je v súčasnosti takáto:

- svetlé, ružovkasté vápence s hľuzami rohovcov, vek ilýr — ladin;
- tmavé ílovité bridlice a tmavé vápence s rohovcami, vek anis;
- tmavošedé až červené dolomity s rauvakmi, vek vrchný kampil — anis;
- bazálne kremence a pestré (červenofialové a zelené) fylity a bridlice, vek spodný kampil.

Vek bol stanovený na základe analógie s litologicky podobnými vrstvami doloženými faunou v „stratsenskej sérii“ (V. Zoubek 1957, A. Biely 1961, M. Maheľ et al. 1967).

Jediný paleontologicky dokázaný mezozoický vek obalovej série kryštalinika kohútkeho pásma bol získaný (A. Biely—E. Planderová 1975) palinologickým výskumom časti vrtného jadra, tvoreného metamorfovaným bridličnato-vápencovým komplexom hornín tvoriacich podložie Muránskej planiny. Vrt bol situovaný v severovýchodnej časti Muránskej planiny v oblasti Sosnina. Na základe spórovopeľovej analýzy považujú spomínaní autori kryštalické vápence za anis alebo ladin.

Paleontologický výskum série foederata sa zameriaval na mikrofosílie z nerozpuštných zvyškov vápencov. Nakoľko je celé územie metamorfované a tektonicky narušené, nedalo sa očakávať pestrejšie spoločenstvo fosílií; metamorfóza pravdepodobne väčšinu z nich zotrela alebo zdeformovala. Z celého počtu 22 vzoriek boli 4 pozitívne na konodontovú faunu. Odber týchto vzoriek je naznačený na mapke, miesto odberu v teréne je označené farbou.



Mapa odberu pozitívnych vzoriek nad cestou 3 km od Dobšinej

Vrstevný sled profilu :

kóta 536,2 — Vyšná Maša, kóta 1008,0 — Scheibe

- a) kremence (Vyšná Maša);
- b) žlté, sivasté bridlice, piesčité až ilovité;
- c) vápence až dolomity s rauvakmi;
- d) svetlé, svetlosivé, ružové slabokryštalické vápence s hojnými žilkami kalcitu a kremeňa;
- e) vápence tmavých farieb, šedé až tmavé, rohovcové vápence, vložky tmavých bridlíc;
- f) hrubá poloha tmavých bridlíc so šošovkami tmavých vápencov, ktorá vytvára morfológicky výrazné sedielko pod kótou 1008,0;
- g) sivé vápence prechádzajúce do dolomitov, sivé dolomity pod vrcholom;
- h) kremence budujúce vrchol kopca Scheibe, (ide zrejme o opakovanie vrstevného sledu).

Na začiatku i na konci tohto komplexu hornín je zreteľný tektonický styk s dobšinským karbónom.

Opis pozitívnych vzoriek a zoznam nájdenej fauny

Pozitívne vzorky boli odobraté z tmavošedých celistvých vápencov (e), z rohovcových vápencov pod bridlicami a zo šošoviek tmavého vápenca uložených uprostred tohto bridličnatého súvrstvia (f). Priemerné množstvo odberu sa pohybovalo od 2,5 do 3,5 kg.

Vzorka 8 D

Bola odobratá z tmavošedých celistvých vápencov, miestami so slabým náznakom bridličnatosti. Vo vápenci sa vyskytujú žilky kalcitu hrubé až 0,5 cm. V tesnej blízkosti, v nadloží, vystupujú tmavé slienité bridlice.

Nerozpustný zvyšok obsahuje túto stratigraficky hodnotnú konodontovú faunu :

Gondolella polygnathiformis Budurov—Stefanov (2 exempláre);

Gondolella navicula Huckriede (5 exemplárov);

Condolella sp. alebo *Metapolygnathus* sp. (1 silne deformovaný úlomok);

Lonchodina hungarica Kozur—Mostler (3 exempláre).

Okrem toho bolo vo vzorke mnoho fragmentov deformovaných a poškodených jedincov, hlavne ozúbkovaných konodontov. Našiel sa tu aj rybí zub.

Vek vzorky: karn, kordevol alebo jul.

Vzorka 100

Vzorka bola odobratá z tmavosivých vápencov, ktoré vytvárajú šošovku uprostred tmavých bridlíc. Vápence nemajú znaky bridličnatosti, tektonického porušenia a ani výrazné stopy po metamorfóze. Patria k najvyšším vápencovým členom súvrstvia.

Nerozpustný zvyšok obsahuje túto stratigraficky hodnotnú konodontovú faunu :

Gondolella polygnathiformis Budurov—Stefanov (3 exempláre);

Gondolella navicula Huckriede (8 exemplárov);

Gladigondolella tethydis (Huckriede) (5 exemplárov);

Prioniodina (*Cypridodella*) *venusta* Huckriede, (3 úlomky).

Vek vzorky: karn, kordevol alebo jul.

Vzorka 101

Bola odobratá z tmavých kryštallických vápencov s vložkami rohovcov. Vápence majú zreteľné znaky bridličnatosti a sú popretkávané systémom jemných žiliek kalcitu (?).

Nerozpustný zvyšok obsahuje túto stratigraficky hodnotnú konodontovú faunu:

Gondolella polygnathiformis Budurov—Stefanov, (9 exemplárov);

Gondolella navicula Huckriede (4 exempláre);

Neohindeolla triassica (Müller), (1 exemplár).

Vek vzorky: karn

Vzorka 102

Bola odobratá z hrubolavicovitých rohovcových tmavých vápencov. Vápence nesú stopy po rekrytalizácii a sú popretkávané bohatým systémom jemných svetlých žiliek.

Nerozpustný zvyšok obsahuje túto stratigraficky hodnotnú konodontovú faunu:

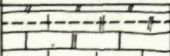
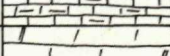
Gondolella polygnathiformis Budurov—Stefanov (3 exempláre);

Gondolella navicula Huckriede (8 exemplárov);

Gladigondolella tethydis Huckriede (5 exemplárov);

Prioniodina (*Cypridodella*) *venusta* Huckriede, (3 úlomky).

Vek vzorky: karn, kordevol alebo jul.

N a d l o ž i e	L I T O L Ó G I A		odber pozitív. vzoriek	G. polygnathiformis	G. navicula	Lonchodina hung.	Gl. tethydis	P.(C.) venusta	Neoh. triassica
g		sivé vápence prechádzajúce do dolomitov							
f		tmavé bridlice so šošovkami tmavého vápna	100	*	*		*	*	
e		tmavé vápence a rohovcové vápence	80 102 101	*	*	*	*	*	
d		svetlé slabokryštalické vápence							*
c		dolomity a vápence s rauvakmi							
b		piesčité a ílovité bridlice							
a		kremence							

Konodontová fauna získaná zo vzoriek vyzbieraných na svahoch kopca Scheibe (kóta 1008,0) určuje vek tmavých vápencov a vápencov uprostred tmavých bridlíc ako karn. Typické rody len pre ladin alebo pre tuval sa nenašli, a preto je vek upresnený na kordevol alebo jul.

Záver

Najvyšší člen série foederata sú dolomity, je to zreteľné nadložie karnského bridličnato-vápencového súvrstvia, má teda možný vek vrchný trias, a preto sa dá prirovnať k norickému dolomitu vo vývoji chočského príkrovu. Celková sukcesia série foederata nápadne pripomína vývoj triasu chočského príkrovu s prítomnosťou hrubého bridličnato-vápencového súvrstvia, pravdepodobne s hlbkovodnejším vývinom a hlavne s úplným nedostatkom karpatského keupru; ničím nepripomína paraautochtónny vývoj série Veľkého Boku, ktorý sa označuje ako okrajový vývin krížňanskej jednotky. Séria foederata sa zaraďuje ako jeden z vrstevných sledov severogemeridného mezozoika (M. Maheľ 1957) a je pravdepodobne presunutá na krátku vzdialenosť a zavrásnená na rozhraní kryštalinika a karbónu.

Vyseparovaná fauna mala jasné znaky termodynamickej metamorfózy — konodonty tmavej farby, bizarne poskrúcané a polámané jedince. Nerozpustné zvyšky vápencov priniesli množstvo metamorfných minerálov, ktorým sa mala venovať väčšia pozornosť.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

- BIELY, A. 1955: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. Práce, Správy 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 37—61.
- BIELY, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporíd. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—126.
- BIELY, A.—PLANDEROVÁ, E. 1975: O triasovom veku vápencov obalovej série na východ od Struženika. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—93.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok ku stratigrafii Muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 36—40.
- MAHEL, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zošit 48a, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 76—84.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II — Západní Karpaty I. Ústř. Úst. geol. ČSAV, Praha, 66, 299—300.
- MÁŠKA, M. 1957: Správa o výskumu paleozoika Slovenského Rudohorí, karbon celkově. Ústř. Úst. geol. ČSAV, Správy o geologických výskumech v roce 1957, Praha, 136—146.
- ROZLOSZNIK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobshau. Geol. Hung. (sr. geol.), 5, Budapest 37—61.

- SCHÖNENBERG, R. 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitsch. Deut. geol. Gesellschaft Bd 98, Stuttgart, 211—216.
- ZOUBEK, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidmi. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—50.

Milan Mořkovský

Hlubinný styk centrálně karpatského paleogénu s bradlovým pásmem v Šarišské vrchovině podle výsledků reflexně seismických měření

11 obr. v textu, anglické resumé

Abstract. The seismic reflection profiles measured by the method of the common depth point northwest of Sabinov in East Slovakia were used for tracing boundary between the Central-Carpathian Paleogene (the Podhale Flysch) and the subjacent Mesozoic of the Central Carpathian nappes. The Paleogene forms an asymmetrical trough deepest near the Klippen Belt. Toward south the basement rises to the outcrops of the Branisko Mts. The Klippen Belt dips steeply southward and its tectonic contact with the Central-Carpathian Paleogene is traceable at least to the depth of 5 km. According to the seismic reflection measurement hardly significant reverse overthrust of the Klippen Belt on the Central Carpathian Paleogene can be interpreted.

Úvod

Názory na genezi, funkci a stavbu bradlového pásma Karpat již od zahájení výzkumů byly a jsou často protichůdné. Je to podmíněno, vzhledem k povaze problému, relativně malou odkrytostí terénu, různým charakterem styku v různých oblastech, hlavně však nedostatkem konkrétních dat o hluboké stavbě tohoto výrazného fenoménu.

Teprve v poslední době, kdy se i tato oblast dostává do sféry záujmů ropářské prospekce, získáváme hlubinnými vrty údaje, které je možno konfrontovat s údaji získanými povrchovým geologickým mapováním. Vzhledem k pouze občasnému odběru vrtných jader u ropářských vrtů, a ne vždy jednoznačné paralelizaci litostratigrafických jednotek, nebývá tato úloha snadná.

Svědčí pro to např. zcela protichůdné interpretace údajů hlubinných vrtů o stavbě bradlového pásma a jeho styku s centrálně karpatskými jednotkami na Zakarpatí v blízkosti čsl. hranic u Svaljavy (S. S. Kruglov—S. E. Smirnov 1967, O. S. Vjalov 1974, S. S. Kruglov 1974).

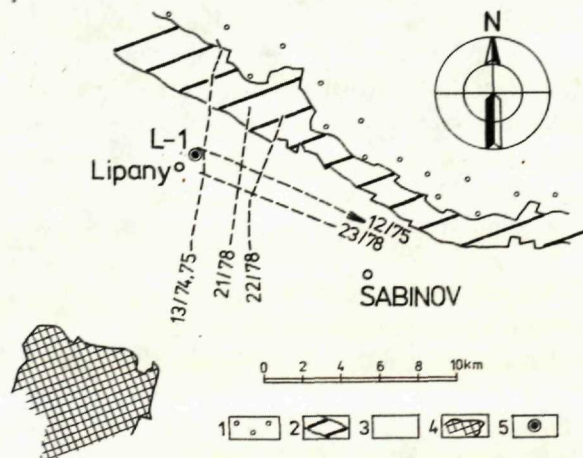
Významným přínosem pro řešení hlubinné povahy styku bradlového pásma s centrálně karpatskými jednotkami je použití reflexní seismiky v modifikaci SRB (společného reflexního bodu). Maximální objektivizace, tj. převedení všech získaných geofyzikálních informací do přehledné, zpracovatelné formy tzv. časového řezu a dále i podstatné zlepšení kvality získaných reflexních materiálů podmíněné metodicky, přineslo řadu závažných zjištění.

Problematika zpracování seismického materiálu

Při interpretaci reflexně seismických profilů s poměrně značným množstvím odražených signálů registrovaných v tektonicky postiženém centrálně karpatském paleogénu vyvstává otázka věrohodnosti materiálu. Je zřejmé, že všechny registrované odrazné elementy neodpovídají vrstevním rozhraním. Jako odrazná rozhraní mohou fungovat rovněž tektonické plochy, puklinové zóny a pod. Na druhé straně je známo, že rozhraní ukloněná více než 45° nelze spolehlivě registrovat. Z toho vyplývá, že v centrálně karpatském paleogénu postiženém tangenciální tektonikou, nebudou z největší míry registrovány ohyby vrásových ramen. Jejich registrace je dále podstatně omezena již tím, že tyto části strukturních elementů jsou tektonicky nejvíce namoženy a nechovají se jako výraznější odrážející rozhraní.

Přes to, jak se ukazuje, poskytují reflexně seismická měření řadu údajů, která významně přispívají k řešení stavby i tak komplikovaného tektonického fenoménu, jakým je bradlové pásmo.

V následujícím předkládáme výsledky reflexně seismických měření, provedených sz. od Sabinova, podél styku centrálně karpatského paleogénu s bradlovým pásmem.



Obr. 1 Zjednodušené geologické schéma území se situací reflexně seismických profilů
1—magurský flyš; 2—bradlové pásmo; 3—centrálně karpatský paleogén; 4—výchozy Braniska;
5—hlubinný vrt Lipany-1

Již po zpracování prvních reflexně seismických profilů, zejména po aplikaci difrakčního sumování, provedených v centrálně karpatském paleogénu v r. 1974, se ukázalo zřetelné zónování získaných materiálů ve vertikálním směru, což potvrdily i následující práce.

Svrchní zóna poskytuje nevýrazné reflexy, korelovatelné jen místy a vesměs jen ve velmi krátkých úsecích. Na profilech jz. — sv. směru zaklesává směrem k bradlovému pásmu, za výrazného narůstání mocnosti. Tuto zónu jsme podle seismologických příznaků pokládali za projev centrálně karpatského paleogénu (M. Mořkovský 1975, 1977), což potvrdil později provedený hlubinný vrt Lipany-1. V bazální části zóny se objevují první souvislejší korelovatelná seismická rozhraní, která však jak délkou tak i charakterem reflexů se od hlubší zóny liší.

Hlubší zóna je nápadná komplexy výrazných, často 500 až 1000 m dlouhých odrážejících rozhraní. Vrt Lipany-1 ověřil příslušnost těchto reflexních rozhraní k mezozoiku centrálních Karpat.

Popis reflexně seismických profilů

Reflexně seismický profil 13/74

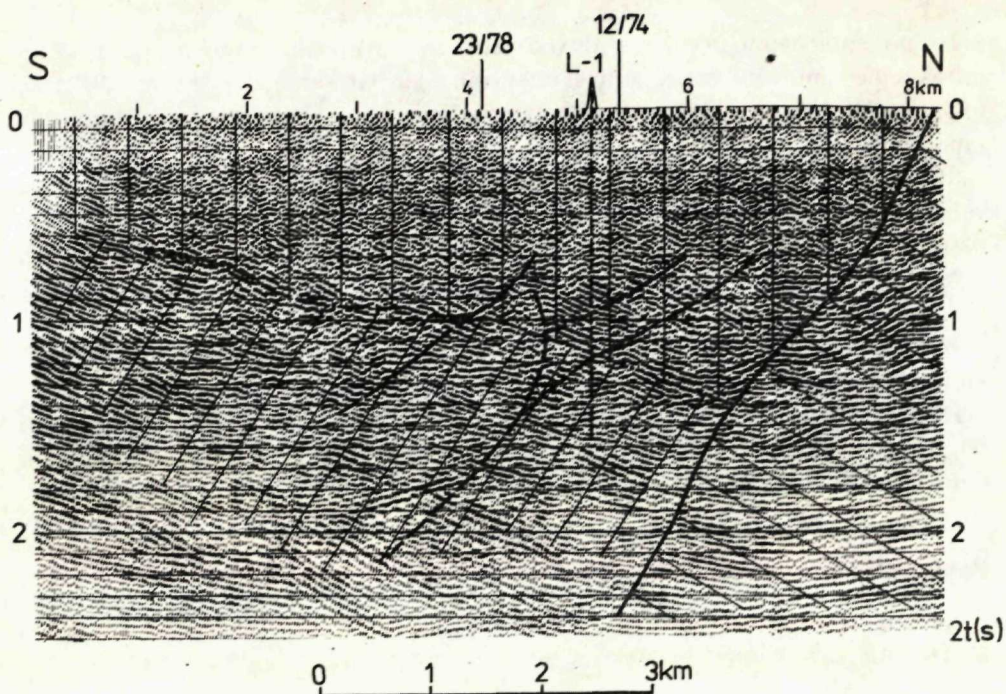
Začíná asi 5 km s. od povrchových výchozů Braniska a probíhá ssv. směrem přes bradlové pásmo. Významnými pro zpřesnění interpretace reflexně seismického profilu 13/74 jsou údaje získané vrtem Lipany-1, situovaným podle návrhu B. Leška et al. 1975 v těsné blízkosti profilu.

Podle předběžného zhodnocení J. Nemčoka (ústní sdělení) vrt zastihl centrálně karpatský paleogén v mocnosti 2663 m a v jeho podloží mezozoické komplexy centrálních Karpat, náležející nejspíše krížňanské jednotce.

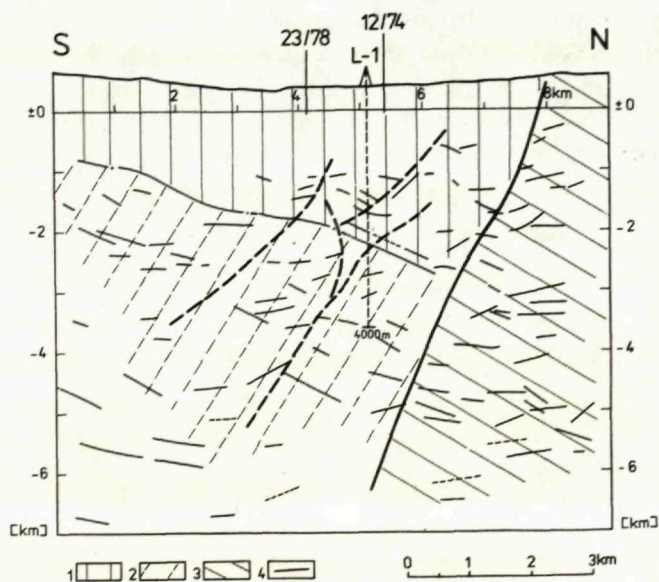
Úklon vrstev v centrálně karpatském paleogénu je podle výsledků reflexní seismiky značně proměnlivý v důsledku hojné vrásové i zlomové tektoniky. Pohybuje se v rozpětí 1—40°, vyšší hodnoty jsou podmíněny často přímo zlomovými poruchami. Řada těchto poruch je dobře sledovatelná na časovém řezu. Jedná se tedy o elementy, které porušením vrstevní stavby zhoršují možnosti seismické registrace.

Výrazným reflexním elementem je komplex šambronských vrstev, registrovaný v prostoru vrtu Lipany-1 na čase 0,8—1,1 sec, což zodpovídá hloubkovému rozpětí 1800—2400 m. Komplex je porušován systémem tektonických poruch se zapadáním k JJZ.

Mezozoikum centrálních Karpat — jeho reliéf — zvýrazněný spojitými, navazujícími reflexy, generelně zaklesává k SV a vytváří tak před bradlovým pásmem zónu s maximálními mocnostmi centrálně karpatského paleogénu (3000 m). Při jz. ukončení profilu reliéf centrálně karpatského mezozoika se vynořuje až na časovou



Obr. 2 Reflexně seismický profil 13/74 (časový řez migrovaný)



Obr. 3 Reflexně seismický profil 13/74 (hloubkový řez)

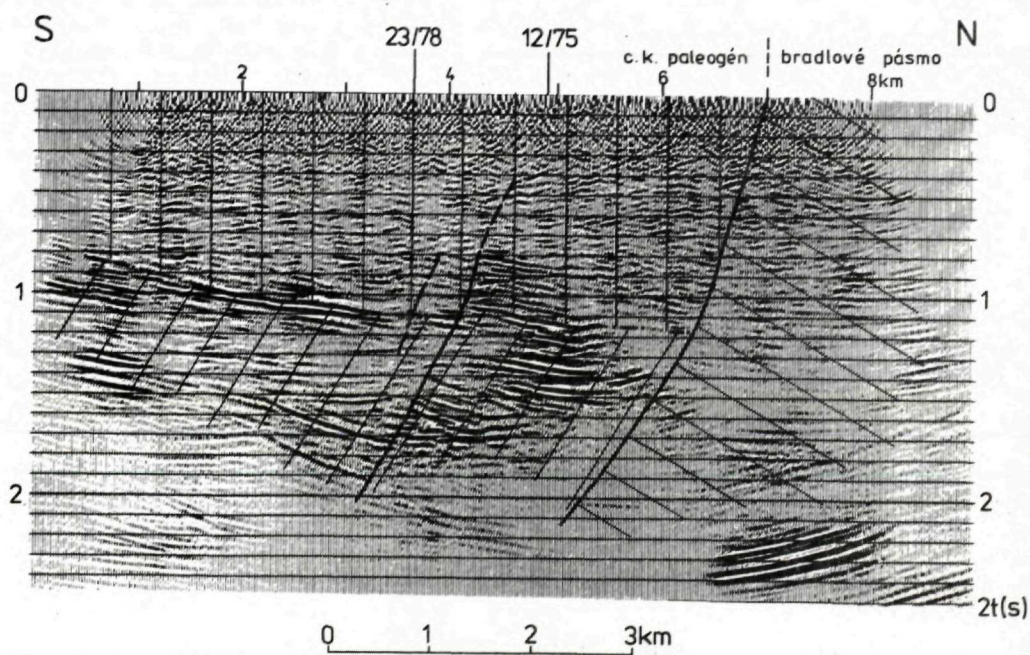
1—centrálně karpatský paleogén; 2—mezozoikum centrálních Karpat; 3—bradlové pásmo; 4—reflexní elementy

úroveň 0,6 sec (2 T), což odpovídá hloubce 1250 m. Vzhledem k blízkosti Braniska nelze tedy podél jeho s. výchozů předpokládat tektonickou poruchu s významnější vertikální funkcí. Mezozoikum je porušováno řadou zlomů, které vesměs pokračují i do centrálně karpatského paleogénu.

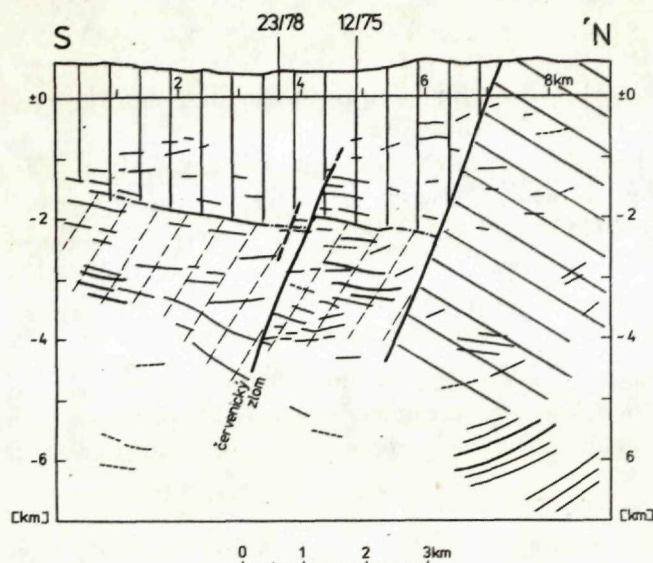
Tektonický styk paleogénu s bradlovým pásmem je zřetelný. Zóna výrazně rozdílných úklonů reflexů, navazující na mapéřsky zjištěný kontakt (A. Matějka 1963, J. Nemček 1974), je velmi strmá, zaklesávající pod 60° — 65° k J.

Reflexně seismický profil 21/78

Odměřený rovněž v sj. směru, tj. přibližně kolmo na povrchový průběh bradlového pásma, přispěl k řešení strukturní stavby lipanské elevace, zjištěné již profilem 12/75. Monoklinální zaklesávání reliéfu mezozoika směrem k S je narušeno antitetickým poklesovým zlomem červenickým s amplitudou okolo 150 m. Na vysoké kře červenického zlomu v časovém intervalu 0,8 sec až 1,1 sec, který považujeme za vlastní rozhraní paleogén — mezozoikum, se objevuje poměrně výrazný komplex reflexů, který však podle údajů křížujícího profilu 12/75 musíme považovat za soubor reflexů, vznikajících v centrálně karpatském paleogénu. Tektonické omezení bradlového pásma je zřetelné přerušením reflexů bazálního paleogénu a svrchní části mezozoika.



Obr. 4 Reflexně seismický profil 21/78 (časový řez migrovaný)



Obr. 5 Reflexně seismický profil 21/78 (hloubkový řez)

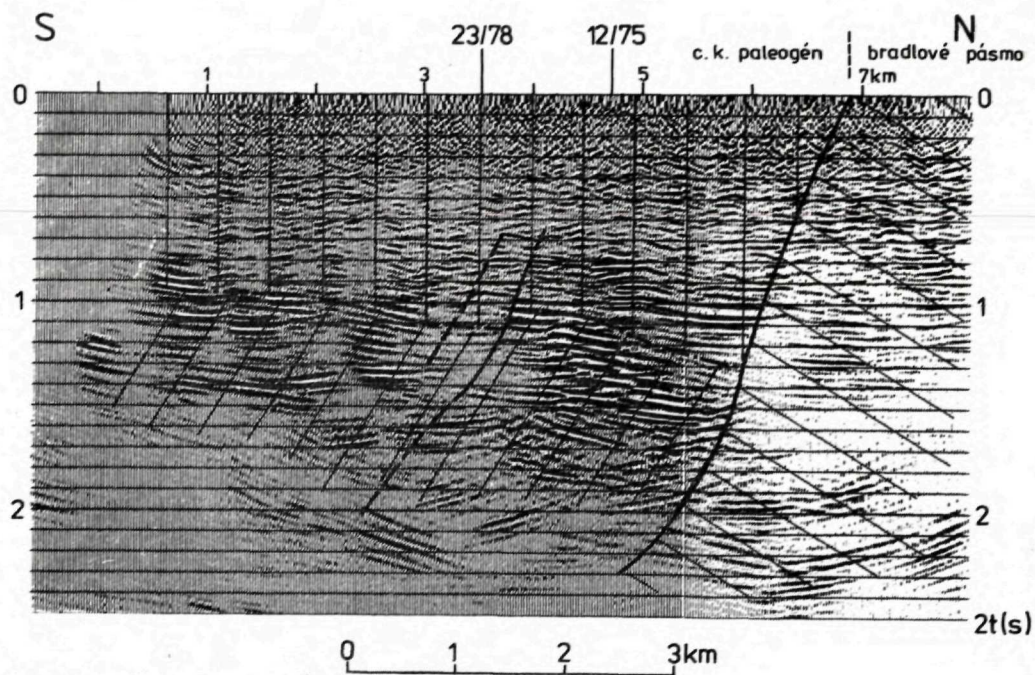
Reflexně seismický profil 22/78

Časová verze seismického profilu vykazuje obdobný obraz jako souběžný profil 21/78. Korelace reflexů, odpovídající reliéfu centrálně karpatského mezozoika, nasvědčuje na narůstající amplitudu červenického zlomu a na event. přítomnost další souběžné poruchy. Amplitudu červenického zlomu možno stanovit na 300 m.

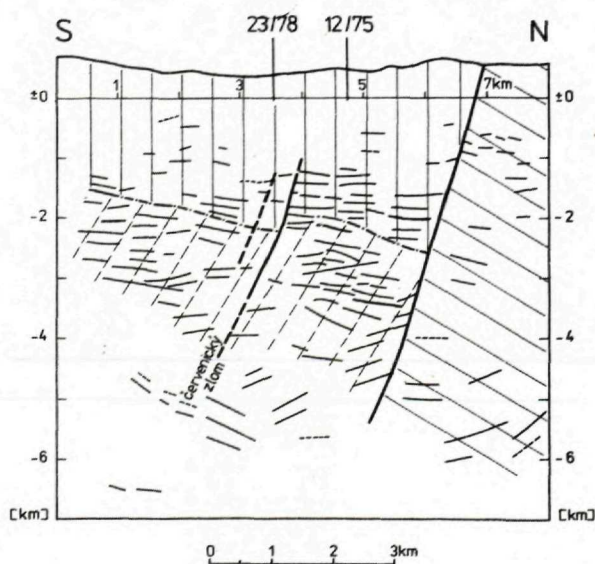
Na profilu 22/78 je možno velmi dobře sledovat hlubinnou stavbu bradlového pásma. I tam, obdobně jako u profilu 13/74, bylo možno prokázat i v hloubce 3—5 km strmou povahu tektonické zóny, oddělující na povrchu centrálně karpatský paleogén od vrstevních komplexů bradlového pásma.

Charakteristickým prvkem je výrazná kumulace reflexů v mezozoiku budujícího podloží centrálně karpatského paleogénu oproti absenci odrazného materiálu ve vyšších partiích bradlového pásma.

Zajímavé poznatky byly získány i reflexně seismickými profily, odměřenými souběžně s průběhem bradlového pásma. I když pro řešení tektoniky spjaté s bradlovým pásmem nemají takového významu, poskytují řadu údajů o vrstevních elementech zejména mezozoických komplexů. V podélném směru (tj. SZ—JV) se tyto chovají jako podstatně méně členěná fyzikální rozhraní (oproti sv.—jz. směru) a poskytují značné množství informací. Podélné profily jsou rovněž nezbytné pro propojení údajů základních profilů kolmých na hlavní zlomovou tektoniku, zejména při sledování morfologie mezozoika a pod.



Obr. 6 Reflexně seismický profil 22/78 (časový řez migrovaný)



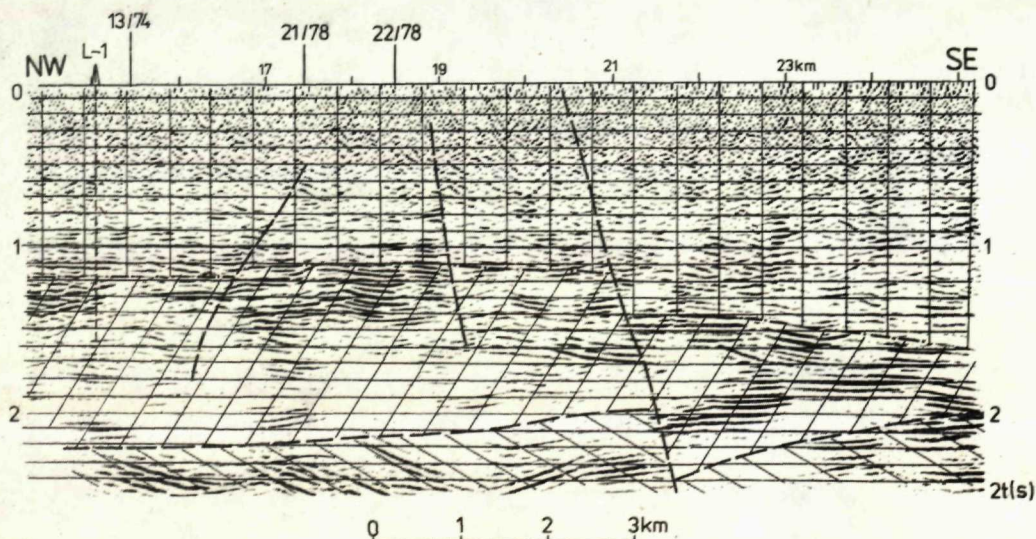
Obr. 7 Reflexně seismický profil 22/78 (hloubkový řez)

Reflexně seismický profil 12/75

Probíhá přibližně 2 km j. od povrchových výchozů bradlového pásma, souběžně, tj. sz. — jv. směrem. I na tomto podélném profilu (obr. 8 a 9) je výrazné zónování seismického materiálu s krátkými, méně výraznými reflexy a se znaky intenzivního tektonického porušení v centrálně karpatském paleogénu. Pouze v bazální části se objevují souvislejší a méně postižené horizonty. Mezozoikum se vyznačuje výraznými, místy navazujícími reflexy. I uvnitř tohoto komplexu pozorujeme další členění. Jsou to vzájemně ostře ohraničené části s různými vrstevními úklony, které odpovídají dílčím tektonickým šupinám. Kromě starší tangenciální tektoniky, která podmínila příkrovovou stavbu mezozoika a postižení centrálně karpatského paleogénu, jsou na profilu 12/75 registrovány rovněž mladší, nejspíše neogenní poklesy. Projevují se zřetelně zejména na reliéfu mezozoika. Nejvýznamnější z nich lze shodně s výsledky mapovacích prací ztotožňovat s východním zlomem Braniska — podle M. Maheľa et al. (1967) zlomem šindliarským. Jeho amplituda registrovaná na reflexně seismickém profilu 12/75 dosahuje až 600 m.

Dále lze na profilu identifikovat červenický zlom. Původně nebylo možno rozhodnout, zda elevace centrálně karpatského mezozoika je podmíněna pouze modelací reliéfu během hiátu před eocenní transgresí, či zda se jedná o fenomén podmíněný zlomovou tektonikou (M. Mořkovský et al. 1977). Teprve již výše popsané profily 21/78 a 22/78 prokázaly větší vliv a význam zlomové tektoniky.

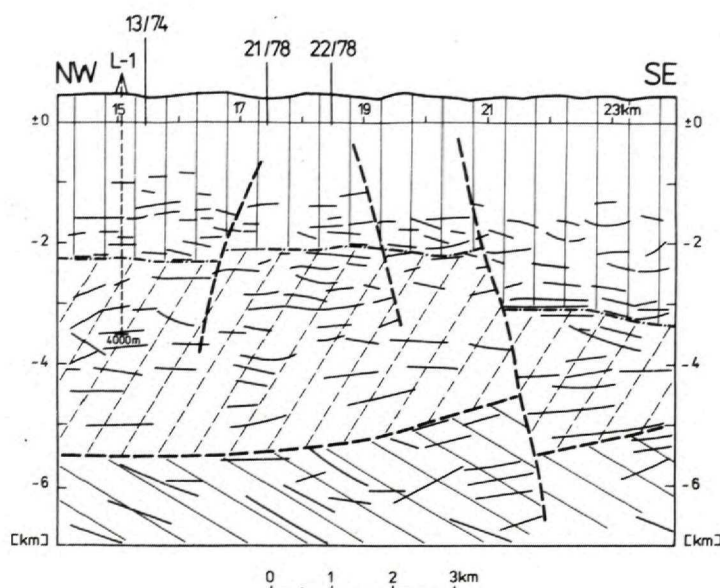
Co se týče stáří zlomu, nelze se s určitostí vyjádřit k pozdější funkci. Jeho identifikace ve vyšších částech šambronských vrstev je obtížná. Zlom epigeneticky



Obr. 8 Reflexně seismický profil 12/75 (časový řez migrovaný)

porušuje reliéf mezozoika a bazálního centrálně karpatského paleogénu, kdežto ve svrchních částech paleogénu pravděpodobně zaniká.

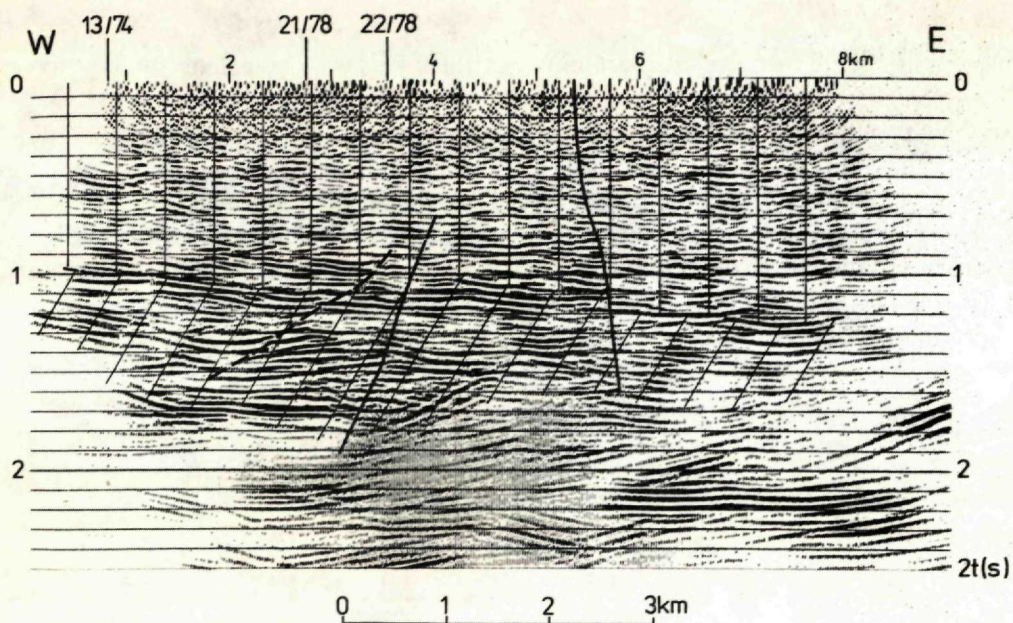
Na profilu lze poměrně rovněž velmi dobře sledovat průběh ponořeného bradlového pásma. Projevuje se jako zóna s podstatně výraznější tektonizací, ostře se — v rovině řezu — odlišuje od nadložních komplexů sérií krížňanského příkrovu. Sklony reflexů v této zóně jsou nápadně protichůdné. Zvedání se reliéfu bradlového pásma a celá morfologická elevace podkladu centrálně karpatského paleogénu při jv. ukončení profilu jsou asi jen zdánlivé. Jsou nejspíše podmíněny obloukovitým průběhem bradlového pásma vůči seismickému profilu sv. Sabinova.



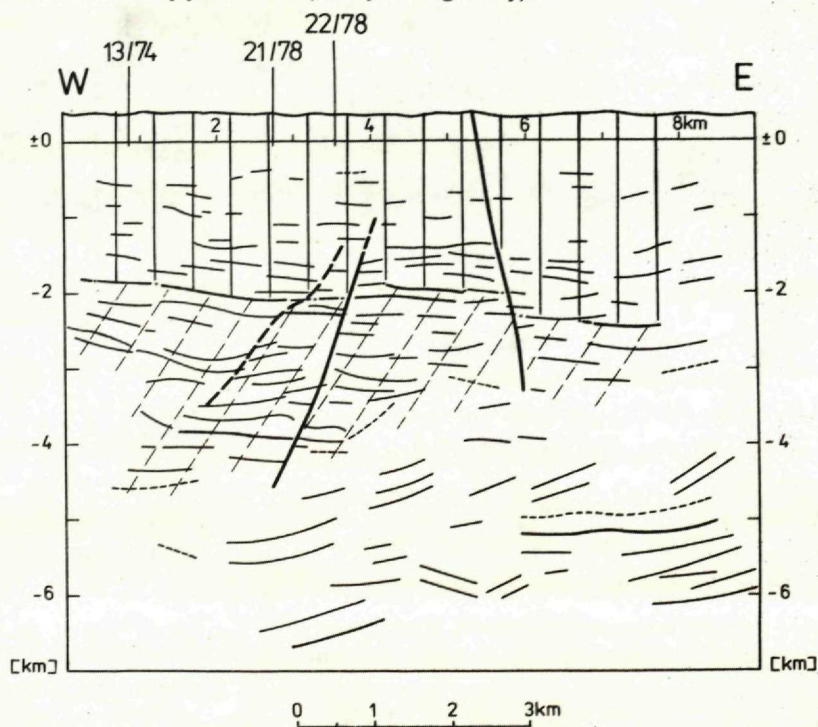
Obr. 9 Reflexně seismický profil 12/75 (hloubkový řez)

Reflexně seismický profil 23/78

Byl odměřen j. od profilu 12/75 souběžně s průběhem bradlového pásma. Byla jím upřesněna korelace mezi profily 21/78 a 22/78 a zpřesněn průběh rozhraní paleogén — mezozoikum. Významným přínosem je přesvědčivé potvrzení červenického zlomu. Vedle tohoto se na profilu projevuje porušením korelace a posuvem výrazných reflexů další souběžná zlomová porucha, snad přesmykového charakteru. Východní omezení lipanské elevační oblasti šindliarským zlomem se projevuje méně výrazně oproti profilu 12/75. Z předložené interpretace vyplývá zmenšení amplitudy zlomu, které zde činí okolo 500 m.



Obr. 10 Reflexně seismický profil 23/75 (časový řez migrovaný)



Obr. 11 Reflexně seismický profil 23/75 (hloubkový řez)

Na profilu je výrazně patrné vertikální zónování seismických reflexů v centrálně karpatském paleogénu, odrážející rozdílná seismogeologická prostředí. Zatímco převážná část poskytuje krátké, vzhledem k průběhu profilu na hlavní strukturní prvky subhorizontální reflexy, bazální část o mocnosti okolo 500 m odráží podstatně rozměrnější rozhraní. Reflexy od reliéfu mezozoika a i od jeho vnitřní stavby jsou výraznější.

Souhrn výsledků

Poznatky obecnějšího rázu, týkající se geologické interpretace reflexně seismických materiálů v oblastech zakrytých centrálně karpatským paleogénem, jsme uvedli již dříve (M. Mořkovský 1975, 1977). Hlavní zásady, doplněné novými poznatky, lze shrnout do následujících bodů:

1. Komplex převážné části centrálně karpatského paleogénu se vyznačuje slabými nevýraznými reflexy, korelovatelnými jen v krátkých úsecích. Absenci souvislejších horizontů pozorujeme jak v blízkosti bradlového pásma, tak i v oblastech vzdálenějších. Domníváme se, shodně s J. Nemčokem et al. (1977), že tato indikuje větší, než dosud uvažovanou mírou tektonického poškození komplexu centrálně karpatského paleogénu jako celku. Vliv litofaciálních změn na kvalitu seismických reflexů považujeme až za druhotný.

Podmínky vzniku prokázaných souvislejších odrážejících rozhraní, stratigraficky vázaných na bazální části centrálně karpatského paleogénu, zatím nejsou jasné, mohly by být podmíněny větší faciální stabilitou. Jak délkou, tak i charakterem se však tyto liší od reflexů z podložního mezozoika.

2. Reliéf podloží centrálně karpatského paleogénu se většinou projevuje výraznými, souvisleji navazujícími reflexy. Profily, probíhající souběžně s mladou pásemnou stavbou, vzhledem ke geometrii odrážejících rozhraní poskytují více informací. Lze na nich pozorovat i dílčí tektonické členy (šupiny) mezozoika příkrovů centrálních Karpat.

Na profilech kolmých vůči průběhu hlavních strukturních prvků sz. — jv. směru, vzhledem k menším rozměrům odrážejících rozhraní vlivem směrné zlomové tektoniky, je údajů podstatně méně. Vesměs lze sledovat jen generalní sklon vrstevních komplexů. Zřetelněji jsou na nich patrné projevy zlomové tektoniky.

Otázku styku tekto-stratigrafických jednotek centrálních Karpat, mezozoika křížňanského příkrovu a mezozoika Braniska nelze ze seismických materiálů bez dalších vrtních údajů blíže řešit.

3. Reflexně seismický obraz bradlového pásma, ve srovnání s komplexem centrálně karpatského paleogénu, je přibližně obdobný, projevuje se další ochuzení materiálu. Podle výrazných reflexů registrovaných jak na příčných tak i na podélných profilech lze usuzovat o výskytu souvislejších poloh rigidních hornin až v hlubší části bradlového pásma. Zvláště výrazně je hlubinný průběh bradlového pásma

indikován podélným profilem 12/75, kde jsou pro ně typické vůči sobě kosé reflexy, indikující značně komplikovaný stavební styl. Absence reflexů v jejich nadloží je tedy nejspíše podmíněna již primárně litologií, můžeme očekávat zastoupení převážně pelitických komplexů. Lze si totiž jen ztěžít představit, že v případě existence karbonátových hornin by nevznikly a nebyly registrovány i přes složitou tektoniku významnější seismické reflexy. Pro tuto okolnost svědčí i nevýraznost bradlového pásma v tíhovém poli.

Vnitřní, tj. jižní, okraj bradlového pásma, známý z povrchového mapování, se strmě, jak předpokládal již F. Chmelík (1967, str. 365), pod 65° ponořuje k J. Podle přesvědčivých příznaků v reflexně seismických materiálech, lze jej v tomto směru sledovat až do hloubky přes 5 km. Na všech profilech, které prošly stykem centrálně karpatského paleogénu a bradlového pásma, pozorujeme zónování odrážejících rozhraní, které je ovlivněno tektonickými poruchami převážně s vergencí k J. Přesvědčivějších dokladů o mladších pohybech spojených se zpětným přesunutím bradlového pásma, tj. od S k J, v jeho hlubší stavbě nenacházíme.

Oproti koncepci významného mladšího zpětného přesunutí bradlového pásma na centrálněkarpatský paleogén, dříve zde uvažovaného zejména F. Chmelíkem (1967) a F. Chmelíkem—B. Leškem (1976), jsou nové materiály spíše v souladu s výsledky vrtů u Svaljavy na Zakarpatské Ukrajině v interpretaci S. S. Kruglova (1974), O. S. —Vjalova (1974) a s výsledky starších prací reflexně seismických (M. Mořkovský 1975, B. Leško 1977) na čs. území.

Interpretace získaných výsledků svědčí alespoň na popisovaném území pro původní představu V. Uhliga (1907) o ponořování bradlového pásma k jihu pod centrálně karpatské jednotky.

Do tlače odporučil O. Fusán.

Literatúra

- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II — Západní Karpaty. 2, 1. vyd. Academia, Praha, 1—625.
- FUSÁN, O. et al. 1960: Meziměřitka k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 list Vysoké Tatry. Geofond, Bratislava.
- HRDLÍČKA, M. et al. 1975: Výroční zpráva o seismickém průzkumu ve flyši a centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska. Geofond, Bratislava.
- CHMELÍK, FR. 1967 : in BUDAY, T. et al. 1967, 353—365.
- CHMELÍK, FR. — LEŠKO, B. 1976 : Perspektivy vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu v centrálně karpatském paleogénu a jeho hlubinném podkladu východně od Vysokých Tater. Geologický Průzkum 18, 5, Praha, 129—133.
- KRUGLOV, S. S. 1974: The Pieniny Klippen Zone : in MAHEL, M. et al. 1974, 205—209.
- KRUGLOV, S. S.—SMIRNOV, S. E. 1976: K ocenke perspektiv neftegazonosnosti oblasti Zakarpat-skich utesov v svjazi s novymi predstavlenijami o geologičeskom strojenii. Sb. Novye dannye po geologii i neftegazonosnosti zapadnyh oblastej USSR. ONTI—VIEMS. Ukr. NIGRI, Lvov 27—34.

- LEŠKO, B. 1977: Výskum ropy a zemného plynu z hľadiska geologickej stavby Západných Karpát. Prednáška SGS, Bratislava.
- LEŠKO, B. et al. 1975: Geologický projekt hlbokého oporného vrtu Lipany — 1. Geofond, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II—Západní Karpaty. 1. vyd. Academia, Praha. 1—496.
- MAHEL, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—456.
- MATĚJKA, A. 1960: in FUSÁN, O. et al 1960.
- MOŘKOVSKÝ, M. 1975: in HRDLÍČKA, M. et al. 1975.
- MOŘKOVSKÝ, M. et al. 1977: Zpráva o reflexně-seismickém měření v centrálně karpatském paleogénu a flyši východního Slovenska v roce 1975 a 1976. Geofond, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1974: Základná geologická mapa 1 : 25 000 M-34-102-B-d Kamenica. Geofond, Bratislava.
- NEMČOK, J. et al. 1977: Štruktúrny vrt PU-1 Šambron (Lubovnianska vrchovina). Regionálna geológia Západných Karpát, 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—73.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math. — naturw. Kl., 116, T, Wien 871—972.
- VJALOV, O. S. 1974: General characteristics of the Ukrainian Carpathians: in MAHEL, M et al. 1974, 201—203.

Milan Mořkovský

Deep contact between Central-Carpathian Paleogene and Klippen Belt in the Šarišská vrchovina hills as shown by the results of seismic reflection measurements

Summary

Seismic reflection measurements by the method of common depth point, worked up by the migration process were used for the study of the relief of the covered Mesozoic of the Central-Carpathian nappes in the Central-Carpathian Paleogene along the Klippen Belt in East Slovakia.

The Central-Carpathian Paleogene alone — as a whole — does not show any continuous reflections. By their character they confirm J. Nemčok's (1977) opinion about the tectonic deformations more intensive than presumed. The subjacent Mesozoic shows conspicuous, more continuous reflections of partial tectonic members (slices) of the Mesozoic of nappes. We only got scarce reflections from the higher parts of the Klippen Belt. It is because of their intricate tectonics and predominant pelitic complexes. It is also proved by inconspicuous indication in the gravitational field.

Northwest of Sabinov, the Central-Carpathian Paleogene forms an asymmetrical trough with its deepest parts near the Klippen Belt. Owing to the later most likely Miocene fault tectonics the Paleogene sediments preserved there in the thickness up to 3500 m. The internal, i. e. southern margin of the Klippen Belt, revealed by surficial mapping is traceable down to 5000 m in seismic materials. It is southvergent, dipping at about 65°.

The materials gathered contradict to the conception of the deeper reverse thrust of the Klippen Belt over the Central-Carpathian Paleogene in the area described.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Simplified geological scheme of the area studied, with the situation of the seismic reflection profiles
1—Magura Flysch, 2—Klippen Belt, 3—Central-Carpathian Paleogene, 4—outcrops of Branisko Mts.,
5—deep drill hole Lipany-1

Fig. 2 Seismic reflection profile 13/74 (migrated time section)

Fig. 3 Seismic reflection profile 13/74 (deep section)
1—Central-Carpathian Paleogene, 2—Central-Carpathian Mesozoic, 3—Klippen Belt, 4—reflection elements

Fig. 4 Seismic reflection profile 21/78 (time section migrated)

Fig. 5 Seismic reflection profile 21/78 (deep section)

Fig. 6 Seismic reflection profile 22/78 (migrated time section)

Fig. 7 Seismic reflection profile 22/78 (deep section)

Fig. 8 Seismic reflection profile 12/75 (migrated time section)

Fig. 9 Seismic reflection profile 12/75 (deep section)

Fig. 10 Seismic reflection profile 23/75 (migrated time section)

Fig. 11 Seismic reflection profile 23/75 (deep section)

Translation: E. Jassingerová.

Dionýz Vass—Michal Elečko—Ján Bodnár

Tektonika Rimavskej kotliny

1 obr. v texte, 2 farebné obr., anglické resumé

Abstract. The authors summarize data about the tectonics of the Rimavská kotlina (basin). The basin is crossed by two NE-SW and NW-SE fault systems perpendicular to each other. Besides that there are faults of the E-W and N-S fault systems. The area of the basin is dissected into partial blocks by these fault systems.

Rimavská kotlina (obr. 2) je súčasťou molasových panví v zadnej hlbine Západných Karpát. Je vyplnená hlavne ranou molasou (obr. 2). Hlavnú molasu zastupujú sedimenty egenburgu vyvinuté v južnej časti kotliny a bádensko-sarmatské vulkanoklastiká v severnej časti kotliny.

Pozdnú molasu reprezentuje poltárska formácia, ktorá má charakter pokryvu a hrúbku asi 100 m (D. Vass 1979, 1981; obr. 2).

Tektonika Rimavskej kotliny, vzhľadom na jednotvárný litologický vývoj hlavnej časti výplne (raná molasa), ako aj pod „maskujúcim“ vplyvom najmladšej aktivity zlomov, ostala dlho skrytou a nejasnou. Na geologickej mape predštvrtohorných útvarov 1 : 200 000 Rimavská Sobota sú zobrazené takmer výlučné zlomy a zlomové štruktúry sz. smeru, ako aj zlomy vz. smeru a len podružne je na mape zobrazený zlomový systém smeru sv.

V uplynulom desaťročí prebehol podrobný geologický výskum Rimavskej kotliny doplnený komplexným geofyzikálnym výskumom. Na základe týchto prác sa podarilo podstatne spresniť tektoniku Rimavskej kotliny, ako aj stanoviť kvalitatívne a kvantitatívne vlastnosti viacerých významných zlomov porušujúcich výplň kotliny, príp. aj jej podložie.

Pri analýze tektoniky Rimavskej kotliny sme využili:

1. Nové poznatky získané pri zostavovaní geologických máp 1:25 000 vrátane poznatkov získaných mapovacími vrtmi. Mapovacie vrty na viacerých miestach zasiahli predtrefohorné podložie a poskytli obraz o stavbe trefohornej výplne kotliny.

RNDr. Dionýz Vass, CSc., RNDr. Michal Elečko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Ing. Ján Bodnár, Geofyzika, n.p., Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava

2. Výsledky interpretácie komplexného geofyzikálneho výskumu, ktorý spolu s výsledkami vrtných prác poskytol informácie o hrúbke výplne Rimavskej kotliny.
3. Poznatky o rozšírení tiažových anomálií získané pri rekonštrukcii geologickej stavby, ktoré korešpondujú s hrúbkou treťohorných sedimentov (mapa tiažových účinkov treťohorných sedimentov).
4. Identifikáciu zlomov porušujúcich kotlinu interpretovaných aplikovanými geofyzikálnymi metódami. Pri lokalizácii zlomov sme prihliadali na:

- výrazné zmeny interpretovanej hrúbky treťohorných sedimentov zistené vertikálnym elektrickým sondovaním;
- výsledky premien zvyrazňujúcich linearitu anomálneho tiažového poľa (indície vertikálnych hustotných rozhraní, intenzita horizontálnych gradientov a pod.);
- výrazné zmeny priebehu reliéfu predtreťohorného podložia indikované seizmickými meraniami.

5. Ďalej sme využili identifikáciu zlomov na základe ich povrchových prejavov v morfológii a vo vývoji sedimentov štvrtohôr. Za indikátory zlomu sme považovali:

- lineárny priebeh dolín a riečnych údolí;
- vývoj facetových plôch na svahoch údolí;
- močariská a zamokrené plochy v asymetrických údoliach;
- asymetrický vývoj terás štvrtohôr.

V ďalšom podáme opis stavby Rimavskej kotliny. Miestne názvy, názvy potokov a riek, na ktoré sa v texte odvolávame, ako aj významné vrty sú na obr. 2.

Územie Rimavskej kotliny porušujú hlavne dva na seba kolmé zlomové systémy, a to systém SV-JZ a SZ-JV. Okrem toho sa na stavbe územia podieľajú zlomy V-Z a S-J zlomového systému (obr. 2).

Zlomový systém smeru SV-JZ

Tento zlomový systém (obr. 2) má rozhodujúci význam pre stavbu výplne Rimavskej kotliny, menovite ranej molasy. Raná molasa predstavuje asi 90% výplne kotliny. Severovýchodný zlomový systém bol aspoň sčasti syngenetický voči ranej molase, t. j. voči sedimentom kišcelu a egeru. Tento zlomový systém totiž určuje paleogeografiu v spomínanom období. Napríklad vymedzoval šafárikovskú eleváciu, ktorá nebola v kišceli zaliata morom. Eger má na elevácii relatívne plytkovodnejší vývoj ako na poklesnutých kryhách sv. zlomového systému.

Od severu na juh možno v Rimavskej kotline vyčleniť tieto základné zlomové štruktúry sv. zlomového systému (obr. 3):

1. Drienčanská okrajová kryha (D. Vass, M. Elečko, J. Mello in D. Vass et al. 1978) — nachádza sa na severnom okraji Rimavskej kotliny v priestore medzi obcami Slizké a Drienčany. Na JV je vymedzená hostišovským zlomom, ktorý je morfológicky výrazný a prebieha v údolí potoka tečúceho cez obec Hostišovce. Za priečnym sz. zlomom potoka Blh sa povrchový prejav zlomu stráca. Na drienčanskej kryhe vystupujú na povrch horniny druhohôr, na ktorých leží tenké súvrstvie egeru.

2. Kryha Veľkého Blhu (D. Vass, M. Elečko, J. Mello in D. Vass et al. 1978) — je vymedzená na severe už spomínaným hostišovským zlomom a na juhu zlomom rašickým, ktorý prebieha zo severného okolia Rimavskej Soboty smerom na SV k obci Rašice. Štruktúrnym pokračovaním tejto kryhy na V je okrajová kryha Gemerská Ves — Čoltovo. Obe spomínané štruktúry rozdeľuje zlom potoka Turiec sz. smeru. Kryha Veľkého Blhu je voči drienčanskej kryhe relatívne poklesnutá.

Pomerne vysokú štruktúrnú pozíciu kryhy zvyrazňuje anomália pri obci Veľký Blh (obr. 1). Je odrazom vyššej štruktúrnej pozície predtrefohorného podložia voči južnej poklesnutej kryhe. Druhohorné podložie na povrch nevystupuje.

Vrtmi bolo zistené, že druhohorné podložie smerom na J, resp. na JZ, klesá. (Napríklad nadmorská výška terciér/mezozoikum vo vrte EUP-3 situovanom pri okraji kryhy V. Blhu je plus 142,8 m. Vo vrte EUP-1 situovanom asi 8,5 km JZ sa tá istá hranica nachádza vo výške mínus 29,10 m).

Trefohory, ktoré na kryhe vystupujú, sú reprezentované sedimentmi egeru, ale v niekoľkých vrtoch bol zistený v podloží egeru aj kišcel, ktorý chýba v drienčanskej okrajovej kryhe.

Rašický zlom vymedzuje kryhu Veľkého Blhu na JV. Jeho existenciu potvrdil i seizmický profil 1R/77. Na tomto profile zlom veľmi dobre korešponduje s indikovaným vertikálnym hustotným rozhraním získaným z mapy tiažových účinkov trefohorných sedimentov aj z odkrytej gravimetrickej mapy (J. Bodnár et al. 1979, obr. 30, 34). Zlom je povrchovým prejavom plešivského zlomového systému, ktorý predstavuje výrazné hustotné rozhranie, prebiehajúce od Balažských Darmot cez Rimavskú Sobotu a Plešivec až k Prešovu (J. Plančár et al. 1977, str. 11, príl 15). Zlom podmieňuje hrúbku sedimentov kišcelu a egeru a javí sa voči ním ako synsedimentárny. Prvé doložené príznaky aktivity zlomu sú v kišceli.

3. Okrajová kryha Gemerská Ves—Čoltovo (vysoká kryha Bretka — Gemerská Ves: M. Elečko 1978; čoltovská kryha: D. Vass, M. Elečko, J. Mello in M. Elečko et al. 1975). Vysoká kryha je pokračovaním kryhy Veľkého Blhu, avšak jej štruktúrna pozícia je sčasti odlišná, analogická drienčanskej okrajovej kryhe, s ktorou však bezprostredne nesúvisí.

Predelom medzi kryhou Veľkého Blhu a opisovanou kryhou je zlom potoka Turiec. Jej južné obmedzenie vytvára zlom potoka Sograď.

Na okrajovej kryhe vystupuje na povrch druhohorné podložie, na ktorom leží

nehrubá vrstva tretohorných litorálnych sedimentov kišcelu, litorálnych a hlbokovodnejších sedimentov egeru. Vo východnej časti sú prítomné tiež sedimenty dáku.

Zlom potoka Sograd prebieha v smere VSV-ZJZ so sklonom na J. Porušuje dnešné údolie potoka Sograd, podľa ktorého je pomenovaný. Zlom možno veľmi dobre korelovať so zisteným hustotným rozhraním v tretohorách aj v predtretohornom podloží (obr. 1). Zlom má teda väčší hĺbkový dosah. Výška jeho skoku je približne 150 m. Zdá sa, že bol aktívny počas kišcelu a egeru, lebo podmieňuje hrúbku týchto sedimentov a zohral tiež úlohu pri paleogeografickej konfigurácii územia (predstavuje s. vymedzenie zálivu kišcelského mora).

4. Kalošská poklesnutá kryha (D. Vass, M. Elečko, J. Mello in D. Vass et al. 1978) je vymedzená na S rašickým zlomom a zlomom potoka Sograd, na J zlomom potoka Lapša. Na V ju priečne ukončuje štítnický zlom. Na JZ pokračuje do Lučenskej kotliny. Kryha má tendenciu rozširovať sa na JZ. Javí sa ako najhlbšia jednotka medzi okrajovými kryhami a šafárikovskou eleváciou. Na mapách tiažových účinkov tretohorných sedimentov sú v priestore tejto kryhy zobrazené dve tiažové anomálie — jedna v okolí obce Gemerská Panica a druhá výraznejšia oblasť v okolí Rimavskej Soboty (obr. 1). Obe tieto anomálie sú prejavom depresii v predtretohornom podloží, vyplnených tretohornými sedimentmi. V priestore tejto kryhy druhohory nikde nevystupujú na povrch. Najplytšie pod úrovňou dnešného povrchu vystupuje vo východnej časti kryhy (pri jej v. obmedzení), a to menej než 100 m. Smerom na JZ povrch podložia klesá až do hĺbky okolo 1000 m, čo potvrdil aj vrt FV-1 (D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978) situovaný v jz. pokračovaní kryhy v Cerovej vrchovine.

Tretohornú výplň na kryhe tvorí hlavne eger a kišcel, ktoré sú vo východnej aj západnej časti zakryté dákom. Kišcel bol dokázaný vo východnej časti vo vrtoch DV-1 a R-3, sv. a s. od obce Gemerská Panica a v jz. časti, už mimo študovaného územia, vo vrte FV-1 pri obci Blhovce. V priestore medzi oboma spomínanými vrtmi údaje o kišceli chýbajú, nakoľko v oblasti neboli hĺbené dostatočne hlboké vrty.

Zlom potoka Lapša, ktorý vymedzuje kryhu na JV, prebieha v údolí spomínaného potoka sv. od Šafárikova. Smerom na JZ pokračuje až k západnému okraju Rimavskej kotliny do južného okolia obce Hodejovce. Zlom sa skláňa na SZ. Najväčšia odhadnutá výška skoku je asi 200—250 m. Smerom na SV sa výška skoku znižuje a na priečnom štítnickom zlome sa úplne vytráca. Zlom ovplyvňuje sedimenty egeru a kišcelu a je synsedimentárny voči sedimentom ranej molasy.

5. Šafárikovská elevácia (D. Vass, M. Elečko, J. Mello in M. Elečko et al. 1975). Na SZ ju vymedzuje už spomínaný zlom potoka Lapša a na JV neporadský zlom. Juhovýchodné obmedzenie kryhy smerom na JZ možno sledovať až do severného okolia Rimavskej Seče. Ďalší priebeh elevácie je nejasný. Jednou z príčin prečo sa elevácia smerom na JZ vytráca sú pravdepodobne priečne zlomy sz. smeru, pozdĺž ktorých elevácia stupňovite poklesáva na JZ.

V mape Bougerových anomálií aj v mapách odvodených z tejto mapy rôznou transformáciou sa šafárikovská elevácia, hlavne jej sv. časť, prejavuje ako výrazná pozitívna anomália (J. Bodnár et al., l. c.). Tá je prejavom elevácie predtreťohorného podložja. Druhohorné podložie vystupuje na povrch v niekoľkých izolovaných ostrovoch v širšom okolí Šafárikova. Na druhohorách ležia treťohory reprezentované egerom a vo východnej časti aj sedimentmi dák. Hrúbka egeru v sv. časti dosahuje 100—200 m, prípadne menej, alebo v miestach výstupu predtreťohorného podložja eger chýba. Hrúbka smerom na JZ, t. j. v smere ponárajúcej sa osi elevácie, narastá až na 700 m. Vrtý prítomnosť kišcelu na elevácii nepotvrdili, avšak nemožno vylúčiť jeho prítomnosť v miestach, kde eleváciu priečne porušuje zlom potoka Blh.

Šafárikovská elevácia je rozčlenená pozdĺžnymi zlomami. Toto členenie je najvýraznejšie v sv. časti elevácie, t. j. v širšom okolí Šafárikova, kde eleváciu rozčleňujú pozdĺžne zlomy na niekoľko kryh. Od severu na juh je to:

a) Šafárikovská vysoká kryha — vymedzuje ju zlom potoka Lapša a šafárikovský zlom. Na tejto kryhe vystupuje na povrch predtreťohorné podložie.

b) Poklesnutá kryha Pánskej pustatiny — na JV ju vymedzuje zlom prebiehajúci cez obec Hubovo (hubovský zlom). S priestorom čiastkovej poklesnutej kryhy korešponduje plošne nerozsiahla záporná tiažová anomália, ktorá je odrazom depresie v reliéfe predtreťohorného podložja. Na tejto kryhe druhohory nevystupujú na povrch; hranica druhohory/treťohory vo vrte VNP-1 pri obci Hubovo je v hĺbke 142,0 m. Treťohory reprezentuje eger; je tu tiež vyvinutý pliocén (dák), ktorého hrúbka vzhľadom k susedným vysokým kryhám (šafárikovská a Na ozvene) je relatívne väčšia. Autonómne postavenie má územie v okolí k. Železný vrch (v blízkosti št. hranice s MLR), kde vrt DV-3 ukázal, že pod pliocénom chýbajú sedimenty egeru a v nadloží triasových dolomitov sú pelitické vrstvy s uhoľnými ílmi, neznáme nikde inde v oblasti Rimavskej kotliny. Podobné sedimenty sú známe v susednom maďarskom území a sú považované za panón (nemožno vylúčiť ich pontský vek). Z uvedeného vyplýva, že oblasť k. Železný vrch v egeri, resp. po egeri, bola vyzdvihnutá a v panóne, resp. ponte klesala.

c) Vysoká kryha Na ozvene — vymedzuje ju na JV zlom potoka Lokieť. V priestore tejto kryhy sa nachádza malá tiažová anomália kladnej polarít (obr. 1), ktorá je prejavom čiastkovej elevácie druhohorného podložja, ktoré vystupuje k povrchu v sv. časti vysokej kryhy pri bývalej Hubovskej samote.

d) Neporadská poklesnutá kryha — obmedzuje ju na JV neporadský zlom, t. j. okrajový zlom šafárikovskej elevácie. Na tejto kryhe podložie nevystupuje. Treťohory dosahujú hrúbku až 500 m.

Neporadský zlom — na JV obmedzuje šafárikovskú eleváciu voči abovskej poklesnutej kryhe; prebieha od obce Neporadza do severného okraja obce Rimavská Seč. Je uklonený na JV.

Zlom v sv. časti riadi údolie potoka tečúceho cez obec Neporadza a jz. od Chanavy spôsobuje ohyb údolia potoka Lúčka. V priestore obce Chanava zlom korešponduje

s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní v treťohorách a v predtreťohornom podloží (obr. 1; Bodnár et al., l. c.). Zlom má zrejme hlbší dosah a porušuje aj predtreťohorné podložie. Synsedimentárnu aktivitu možno predpokladať v kišceli a egeri, kedy zlom vymedzoval eleváciu, ktorú nezaliala kišcelská morská transgresia a na ktorej v egeri prebiehala relatívne plytká morská sedimentácia. Z uvedeného vyplýva, že zlom zohral dôležitú úlohu v paleogeografii ranej molasy študovaného územia.

6. Abovská poklesnutá kryha (poklesnutá kryha Chanava—Číž; D. Vass et al. 1977). Na čl. území sa nachádza len severná časť kryhy. Na severe je obmedzená voči šafárikovskej elevácii neporadským zlomom. Južné obmedzenie kryhy sa nachádza na území MLR a nebolo definované.

Vzhľadom k tomu, že neporadský zlom sa výrazne neprejavuje v území na Z od priečného zlomu potoka Blh, abovská poklesnutá kryha vo svojej jz. časti nie je jednoznačne oddelená od šafárikovskej elevácie.

S abovskou poklesnutou kryhou korešponduje záporná tiažová anomália pri obci Chanava a pravdepodobne aj veľká záporná tiažová anomália Cerovej vrchoviny (obr. 1). Táto zasahuje len svojou okrajovou časťou do jz. cípu študovaného územia. Obe anomálie sú prejavom depresii reliéfu predtreťohorného podložia.

Predtreťohorné podložie je hlboko zaklesnuté. Hrúbka treťohôr narastá od SV (asi 500 m) k JZ (v j. okolí Rimavskej Seče viac než 1000 m). Treťohory reprezentujú sedimenty kišcelu a egeru. V pravdepodobnom pokračovaní na JZ sú na tejto kryhe vyvinuté aj sedimenty egenburgu.

Poklesnutú kryhu člení niekoľko paralelných pozdĺžnych zlomov. Dva z nich prebiehajú v okolí obce Číž. Na ich križovaní s priečnymi zlomami sú prirodzené vývery čížskych minerálnych vôd, resp. výrony týchto vôd do vŕtaných studní.

Zlomový systém smeru SZ-JV

Zlomy systému SZ-JV epigeneticky porušujú hlavnú časť výplne Rimavskej kotliny, t. j. ranú molasu. Mladšia časť výplne kotliny má bližšie vzťahy k tomuto zlomovému systému, takže nemožno vylúčiť synsedimentárne pohyby na zlomoch sz. smeru, hlavne počas vzniku sedimentov dáku (poltárske súvrstvie).

Okrem toho boli zlomy aktívne v štvrťohorách. Niektoré z nich riadia hlavne riečne toky Rimavskej kotliny (potok Turiec, potok Kaloša, potok Blh, stredný tok rieky Rimavy).

Na štvrťohornú aktivitu niektorých zlomov poukazuje aj asymetrický vývoj terás na vysokej a poklesnutej kryhe zlomu.

Zlomový systém sz. smeru (obr. 2) vytvára v Rimavskej kotline niekoľko zlomových štruktúr. Od východu na západ boli vyčlenené nasledujúce štruktúry (obr. 3):

1. Šafárikovské poklesnuté kryhy (Šafárikovská poklesnutá kryha; D.

Vass 1976). Nachádza sa vo východnej časti Rimavskej kotliny, na SV ju vymedzuje štítnický zlom a na JZ zlom potoka Turiec. Od osady Králik (južná časť Šafárikova) smerom na J funkciu vymedzujúceho zlomu preberá zlom rieky Slanej s.j. smeru.

Na tejto kryhe sú v nadloží ranej molasy rozšírené sedimenty pozdnej molasy, t. j. daku.

Štítnický zlom, ktorý vymedzuje štruktúru na SV, je súčasne okrajovým zlomom Rimavskej kotliny. Uplatňuje sa v morfológii územia v okolí obce Dlhá Ves, kde určuje dolinu nepomenovaného potoka. Jeho výraznejší morfológický prejav pozorujeme s. od Plešivca, kde určuje morfológiu doliny potoka Štítnik.

V území medzi Plešivcom a štátnou hranicou nepredpokladáme jeho veľký hlboký dosah, pretože sa v mapách tiažových anomálií neprejavuje ako výrazné hustotné rozhranie.

Zlom potoka Turiec — vymedzuje šafárikovské kryhy na JZ. Jeho priebeh bol vysledovaný od osady Králik až do s. okolia Chválovej. Zlom je sklonený na SV a jeho maximálna výška skoku je približne 150 m. Zlom sa prejavuje v morfológii územia. Riadi časť toku potoka Turiec (od Behyniec po Otročok. Ďalej na SZ sleduje údolie nepomenovaného ľavého prítoku rieky Turiec tečúceho cez obec Rašice. Od obce Polina až k obci Chválová sleduje približne dolinu potoka Západný Turiec. Na štvrtohornú aktivitu zlomu poukazuje asymetrický vývoj terás potoka Turiec medzi obcami Behynce a Otročok. Na východnej poklesnutej kryhe zlomu sú vyvinuté terasy mladšie, zatiaľ čo na vyššej kryhe západnej sú vyvinuté terasy staršie. Z uvedeného vyplýva, že zlom bol aktívny v štvrtohorách, ale pravdepodobne aj v pliocéne. Vymedzuje šafárikovské poklesnuté kryhy, na ktorých je pliocén rozšírený.

Šafárikovské poklesnuté kryhy sú členené niekoľkými zlomami s.j. smeru menšieho významu. Tieto zlomy v oblasti samoty Vass pri štátnych hraniciach s MLR pravdepodobne zohrali úlohu po egeri, prípadne aj počas egeru, lebo vo vrte DV-3 pri Železnom vrchu nebol eger zistený, zatiaľ čo západnejšie je eger všade prítomný. Na druhej strane, v tom istom priestore kde chýba eger boli zistené sedimenty panónu alebo pontu, ktoré nie sú známe z iných častí Rimavskej kotliny.

2. Čížska hrasť (D. Vass et al. 1977; čížske kryhy—D. Vass 1976; čížske vysoké kryhy — M. Elečko 1978). Na SV a V je vymedzená zlomom potoka Turiec a s.j. zlomom rieky Slaná. Na JZ ju obmedzuje zlom potoka Blh.

Kryha má klinový tvar a vytráca sa v okolí štátnych hraníc (j. od obce Vlkyňa). Na hrasti je vyvinutá raná molasa—kišcel a eger (kišcel však v priestore medzi Chanavou a Figou chýba). V severnej časti kryhy sú vyvinuté vulkanoklastiká bádenu—sarmatu. Na celej hrasti však chýbajú sedimenty pliocénu.

Z distribúcie treťohorných hornín na hrasti usudzujeme, že sa ako hrasť chovala v pliocéne, resp. po pliocéne, zatiaľ čo v bádene—sarmate jej hrasťová pozícia nie je doložená, vzhľadom na spomínaný výskyt vulkanoklastík v jej s. časti. Nové výzdvihy hraste potvrdzujú tiež výsledky meraní recentných vertikálnych pohybov,

ktoré majú v oblasti hraste pozitívne hodnoty v rozpätí 0,0—0,5 mm/rok (R. Marčák et al. 1976). Čížsku hrast rozčleňujú pozdĺžne zlomy na vysoké a poklesnuté kryhy. Od SV na JZ sú to:

a) Stránska vysoká kryha — obmedzená zlomom potoka Turiec a z JZ zlomom potoka Kaloša. Na tejto kryhe s. od obce Stránska pod štvrtohorným pokryvom vystupuje predtreťohorné podložie.

b) Ruminská poklesnutá kryha — na SV ju vymedzuje zlom potoka Kaloša a na JZ zlom potoka Teška.

c) Cakovská poklesnutá kryha — vymedzená už spomínaným zlomom potoka Teška a zlomom potoka Blh.

Zlom potoka Blh vymedzuje hrast na JZ. Je sklonený k JZ. Jeho výrazný morfológický prejav pozorovať medzi obcami Rimavská Seč a Budikovany, kde prebieha v údolí potoka Blh. Od Rimavskej Seče na JV jeho morfológický prejav zaniká.

Zlom v úseku medzi obcou Radnovce až do severného okolia obce Bátka korešponduje s indikovaným vertikálnym rozhraním získaným z odkrytej gravimetrickej mapy (obr. 1). Táto okolnosť potvrdzuje relatívne hlboký zásah zlomu. Ako lineárna štruktúra sa prejavuje aj v mape tiažových účinkov treťohôr. Zlom sa prejavuje v morfológii územia. Prebieha v údolí potoka Blh a na jeho sv. kryhe sú miestami vyvinuté facetové plochy. Zlom podmieňuje asymetrický vývoj mindelských terás, ktoré sú vyvinuté na poklesnutej kryhe a chýbajú alebo sú rudimentárne vyvinuté na vysokej kryhe. Pozdejšie pohyby na zlome pravdepodobne prestali, pretože riské a würmské terasy sú vyvinuté na vysokej kryhe zlomu.

3. Poklesnuté kryhy Lukovištia—Bátka (D. Vass et al. 1977). Vymedzuje ich už spomínaný zlom potoka Blh. Na JZ ich vymedzuje zlom rimavský.

Na poklesnutých kryhách je vyvinutá raná molasa (kišcel, eger), hlavná molasa v južnej časti (egenburg) a v severnej časti (vulkanoklastiká bádenu—sarmatu).

Štruktúrne nižšiu pozíciu opisovaných kryh voči čížskej hrasti zvyrazňuje prítomnosť piesčitých sedimentov egenburgu.

Rimavský zlom (rimavská poruchová zóna D. Vass et al. 1968) — prebieha v údolí potoka Rimava, a to zhruba od obce Šimonovce smerom na SZ. Od obce Šimonovce smerom na JV pokračuje do Cerovej vrchoviny a na územie MLR. Je uklonený k JZ. Výšku skoku nepoznáme. V stavbe treťohôr sa prejavuje tak, že na jeho poklesnutej kryhe má väčší rozsah súvrstvie egenburgu a zachoval sa tiež pliocén—dák.

Zlom nekorešponduje s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní v treťohorách ani v predtreťohornom podloží. Treba však upozorniť na ohyby týchto rozhraní v priestore, ktorým prebieha rimavský zlom.

Na seizmickom profile 3R/1977 (A. Konya et al. 1978) v mieste, kde pretína rimavský zlom, sa mení kvalita predtreťohorného podložia. Prejavuje sa to zmenou hraničných rýchlostí. Z uvedeného vyplýva, že na rimavskom zlome sa stýka

mezozoikum silicika, ktoré je východne od zlomu, s paleozoikom gemerika, západne od zlomu.

Zlom sa výrazne uplatňuje v morfológii územia, kde riadi údolie rieky Rimavy. Prejavuje sa výraznou asymetriou rozloženia terás. Terasy sú vyvinuté na pravej strane, kým ľavá strana je zväčša bez nich.

Poklesnuté kryhy Lukovištia-Bátka sú pozdĺžne členené na rad čiastkových kryh sz. až ssz. smeru.

Významnejší zlom sútorský prebieha z údolia Rimavy (z okolia obce Chrámeč) cez obec Sútor. Severne od obce sa štiepi na dve vetvy prebiehajúce až do južného okolia obce Bátka. Je uklonený na JZ. Jeho ďalšie pokračovanie na SZ je nezreteľné. Existenciu zlomu v tomto priestore však potvrdzujú:

- výrazné zmeny v hrúbkach egeru;
- priebeh tiažového poľa zobrazený v mape Bougerových anomálií a výsledky interpretácií geofyzikálnych meraní;
- vulkanické neky západne od Dražíc.

Domnievame sa, že porušenie egeru týmto zlomom je epigenetické, lebo zlom — podobne ako aj iné zlomy sz. systému — zjavne porušuje zlomový systém sv. smeru syngeneticky voči ranej molase. Vulkanické neky nám datujú aktivitu zlomu, resp. jeho roztvorenie v období bádén—sarmat. Na sútorský zlom sa napája ďalší, ktorý prebieha údolím potoka tečúceho cez obec Belín až do južného okolia osady Vinica (časť Rimavskej Soboty). Zlom je uklonený na SV a v istom úseku sa stáča až do smeru S-J. Na oba zlomy sa viažu vývery minerálnych vôd (pri obci Sútor a Belín).

4. Poklesnuté kryhy Dužava—Kružno (D. Vass 1976). Štruktúra leží na pomedzí Rimavskej a Lučenskej kotliny. Do študovaného územia zasahuje len jej sv. časť.

Poklesnuté kryhy obmedzuje na SV rimavský zlom a na JZ zlom ožďanský. Ožďanský zlom však už prebieha mimo študovaného územia.

Na poklesnutých kryhách je vyvinutá raná molasa (kišcel, eger) a v južnej časti hlavná molasa (egenburg). Mimo študovaného územia je tiež prítomná pozdná molasa reprezentovaná sedimentmi dáku (poltárska formácia) a bazaltovými vulkanitmi. Relikty bazaltových vulkanoklastík sú ojedinele zastúpené aj na študovanom území.

Štruktúrne nižšiu pozíciu opísaných kryh voči kryhám Lukovištia—Bátka zvyrazňuje väčšie rozšírenie sedimentov egenburgu v južnej časti územia. V zhode s tým je tiež prítomnosť sedimentov dáku, ovšem mimo študovaného územia.

Poklesnuté kryhy sú členené niekoľkými menej významnými zlomami sz. smeru.

Zlomy smeru S—J a V—Z

Nevytvárajú v Rimavskej kotline samostatné štruktúry, ale aj napriek tomu sa určitou mierou podieľajú na stavbe územia.

Významným zlomom sj. smeru je zlom rieky Slanej (obr. 2). Prebieha v údolí rieky Slaná približne od obce Bretka až do východného okolia obce Vlkyňa, kde opúšťa údolie rieky Slaná a pokračuje ďalej na juh po štátnu hranicu.

Zlom, alebo lepšie povedané zlomové pásmo, je pravdepodobne starého založenia. Podľa O. Fusána et al. 1979 patrí medzi významnejšie krustálne zlomy rudohorsko-pilišského bloku. Člení lučensko-moldavský čiastkový blok. Treba však poznamenať, že doposiaľ neboli zistené prejavy tohto zlomu v druhohorách, ktoré podstielajú trefohory a miestami vychádzajú na povrch. Na oboch stranách zlomu v okolí Šafárikova totiž vystupujú rovnaké druhohory (stredný—vrchný trias silického príkrovu).

Zlom sa zaktivizoval v štvrtohorách, čoho dôkazom je lineárny sj. priebeh rieky Slanej od obce Bretka po obec Vlkyňa. Jeho aktivitu v štvrtohorách potvrdzuje tiež asymetrický vývoj terás. Na jeho východnej poklesnutej kryhe sú vyvinuté rozsiahle štvrtohorné terasy.

Merania recentných vertikálnych pohybov upozorňujú, že zlom je aktívny aj dnes, pretože sprostredkuje východné obmedzenie stúpajúcej čížskej hraste (P. Marčák et al. 1976).

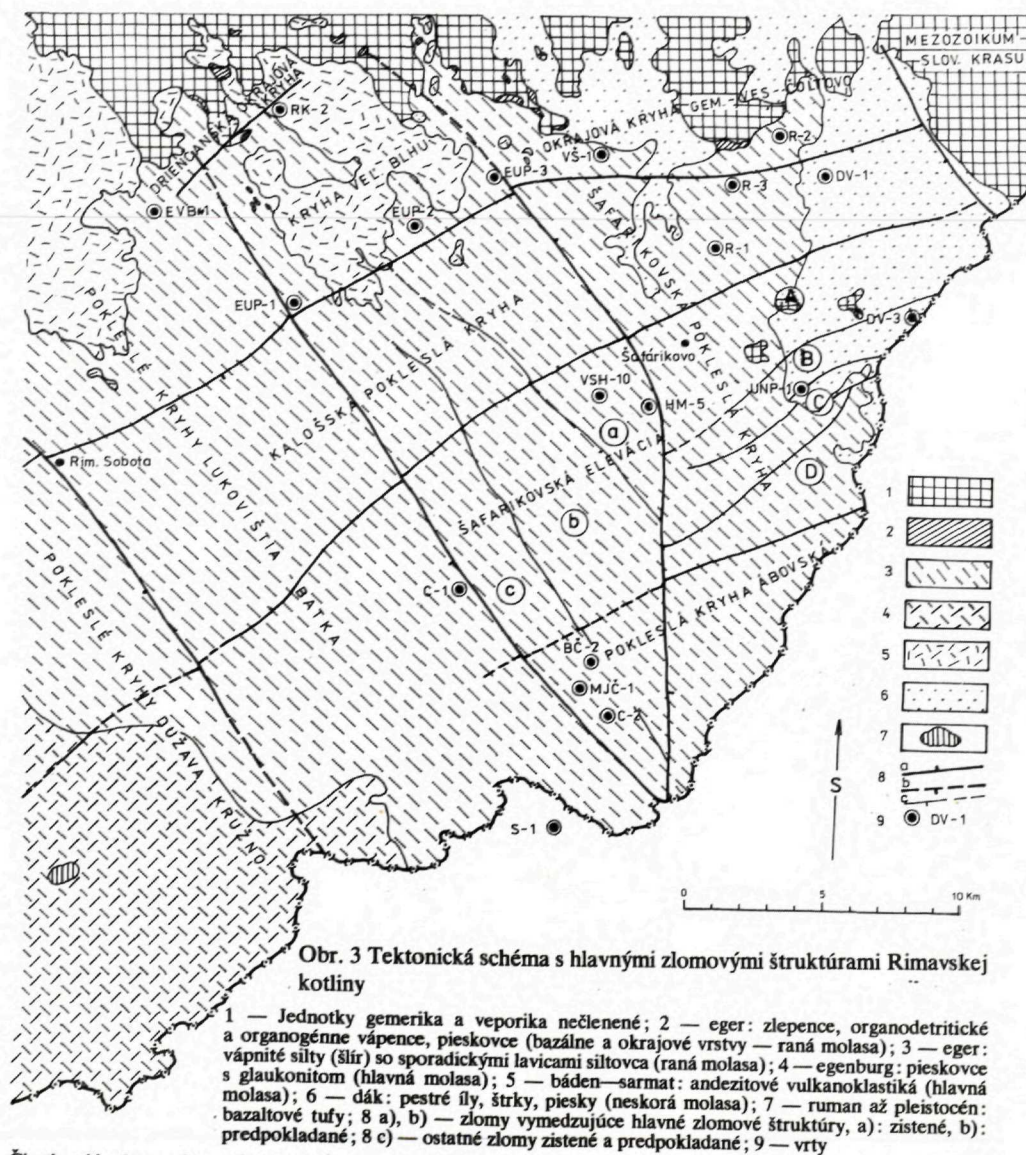
Významný zlom vz. smeru prebieha v údolí dolného toku rieky Rimava (obr. 2). Ide pravdepodobne o zlomy, resp. zlomové pásmo, hlbokého založenia, prejavujúce sa ako vertikálne hustotné rozhranie v trefohorách aj v ich podloží. Zvlášť výrazné indicie vertikálneho hustotného rozhrania boli zistené medzi obcami Dubovec a Hodejov (na mape indicií vertikálnych hustotných rozhraní v predterciérnom podloží), resp. medzi Šimonovcami a Hodejovom (na mape indicií vertikálnych hustotných rozhraní v terciéri — obr. 1; J. Bodnár et al. 1979).

Nemožno vylúčiť, že zlomové pásmo zohralo významnú úlohu v období pred kišcelom a že sa prípadne spolu s neporadským zlomom podieľalo na konfigurácii predkišcelského reliéfu.

Podľa nových údajov o stavbe podložia totiž vieme, že kvalita podložia sa v oblasti vz. tektonickej zóny, resp. južne od nej, mení. Vo vrte C-2 (Číž) bol zistený spodný trias a v hydrogeologickom vrte MJČ-1 pri Číži na základe sporomorf dokázala E. Planderová (ústne oznámenie) vrchný trias. Vrt S-1 (Susa) na maďarskom území v podloží trefohôr navrátil slabometamorfované kryštallické bridlice pravdepodobne paleozoického veku.

Severne od opisovaného zlomového pásma overili vrty stredný—vrchný trias (karbonáty) silického príkrovu.

Povrchovým prejavom tohto zlomového pásma je jednak výrazné lineárne usporiadanie dolín hlavných riečnych tokov Gortvy až po sútok s Rimavou, Rimavy až po sútok so Slanou pri Lenártovciach a Slanej až po jej sútok s Bodvou s. od Miškolca. Ďalším povrchovým prejavom je systém malých zlomov vz. smeru (obr. 2); tieto sa javia ako fragmenty jedného súvislého zlomu vz. smeru, ktorý rozbili zlomy sv. až sz. smeru. Tieto fragmenty vz. zlomu majú sklon na S.



Čiastkové kryhy sv. zlomového systému: šafárikovská elevácia: A — šafárikovská vysoká kryha; B — poklesnutá kryha Pánskej Pustatiny; C — vysoká kryha Na Ozvene; D — neporadzská poklesnutá kryha;
 Čiastkové kryhy sz. zlomového systému: a — stránska vysoká kryha; b — rumínska poklesnutá kryha; c — cakovská poklesnutá kryha

Fig. 3 Tectonic scheme of main fault structures of Rimavská kotlina (depression)

1 — Gemic and Veporic units undivided; 2 — Egerian: conglomerates, organodetrital and organogenic limestones, sandstones (basal and marginal beds — early molasse); 3 — Egerian: calcareous silts (schlieren) with sporadic sandstones (early molasse); 4 — Eggenburgian: sandstones with glauconite (main molasse); 5 — Badenian—Sarmatian: andesite volcanoclastics (main molasse); 6 — Dacian: variegated clays, gravels, sands (late molasse); 7 — Rumanian to Pleistocene: basalt tufts; 8 a), b) — faults delimitating main fault structures, a) — established, b) — presumable, 8 c) — other faults established and presumable; 9 — drill holes. Partial blocks of NE fault system: Šafárikovo elevation: A — Šafárikovo elevated block; B — sunken block of Pánska Pustatina; C — elevated block Na Ozvene; D — Neporadza sunken block. Partial blocks of NW fault system: a — Stránska elevated block; b — Rumince sunken blocks; c — Čakov sunken block.

Záver

Na stavbe Rimavskej kotliny majú rozhodujúci podiel zlomy dvoch zlomových systémov smeru SV-JZ a SZ-JV a niekoľko zlomov smeru V-Z, resp. S-J.

Analýza tektoniky vo vzťahu k celkovému vývoju výplne kotliny ukázala, že zlomový systém smeru SV-JZ je starší a ovplyvňoval pravdepodobne syngenetický vývoj ranej molasy (kišcel, eger) v kotline.

Považujeme za potrebné upozorniť, že podobnú úlohu v Ipeľskej kotline a príhľej Podunajskej nížine zohrali zlomy opačného systému (SZ-JV). Táto okolnosť poukazuje na existenciu rôzne usmernených síl, ktoré formovali zlomovú stavbu v rôznych častiach oblúka Západných Karpát. Takéto rozdelenie silových vektorov bolo podmienené buď hlbinnou blokovou stavbou aspoň vnútorných Karpát, alebo súviselo so vznikom oblúka karpatského horstva.

Zlomový systém smeru SZ-JV vo vzťahu k výplni sa javí ako mladší, epigeneticky porušuje ranú molasu a má isté vzťahy k hlavnej molase, resp. k pozdnej molase.

Ide o zlomový systém, ktorý vznikol pôsobením tých istých síl, ktoré vyvolali prevažne epigenetické porušenie výplne Ipeľskej kotliny a ktoré sú tam datované ako bádenské, príp. pobádenské (D. Vass et al. 1979).

Niektoré zlomy sv. a sz. zlomového systému majú pomerne hlboké založenie a nemožno vylúčiť, že vznikli a boli aktívne v období pred vznikom výplne kotliny.

Zlomové pásmo vz. smeru prebiehajúce v údolí dolného toku Rimavy je pravdepodobne prejavom hlbinného zlomu, ktorý ovplyvnil stavbu predtreťohorného podložia.

Zlom sj. smeru prebiehajúci údolím rieky Slaná môže patriť tiež medzi staršie zlomy, avšak jeho prejavy sú predovšetkým kvartérne.

Do tlače odporučil J. Nemčok a J. Mello.

Literatúra

- BODNÁR, J. et al. 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—93.
- ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J.—MELLO, J. et al. 1975: Vysvetlivky k základnej geologickej mape, listy: M-34-125-D-a (Šafárikovo); M-34-125-D-b (Dlhá Ves). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—117.
- ELEČKO, M. 1978: Geologická stavba východnej časti Rimavskej kotliny. Rigorózna práca, Geofond, Bratislava, 1—95.
- FUSÁN, O.—IBRMAYER, J.—PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. Geodynamic investigation in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 187—192.
- KONYA, A.—BODNÁR, J.—HUSÁK, L. 1978: Regionálny geologický výskum neogénu Západných Karpát. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—33.

MAPA INDÍCIÍ VERTIKÁLNYCH HUSTOTNÝCH ROZHRANÍ,
ANOMÁLIÍ A ZLOMOV PORUŠUJÚCICH TERCIER

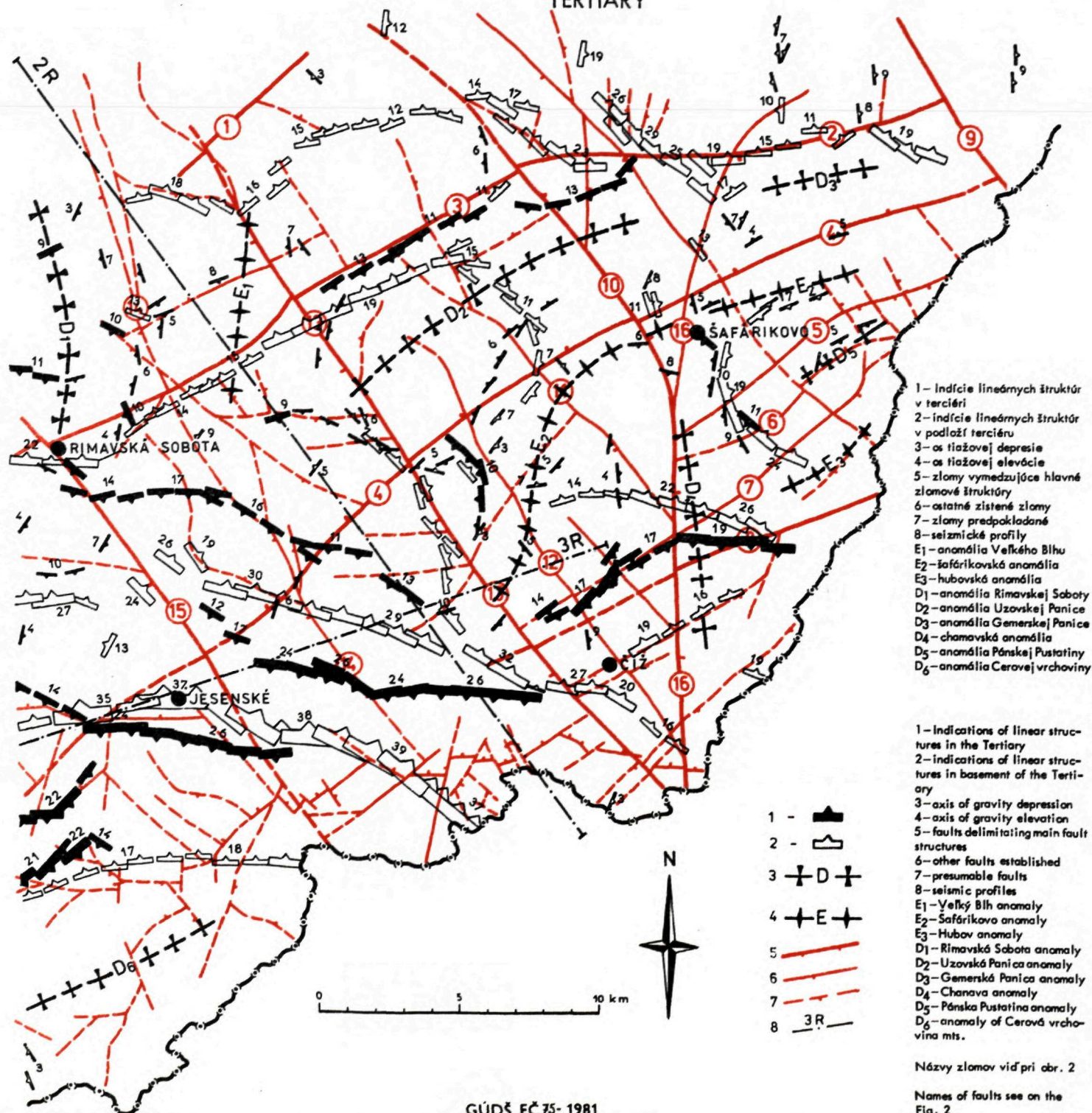


Fig. 1

MAP OF INDICATIONS OF DENSITY BOUNDARIES,
AXES OF GRAVITY ANOMALIES AND FAULTS DISTURBING THE
TERTIARY

1 - Indície lineárnych štruktúr v terciéri
2 - indície lineárnych štruktúr v podloží terciéru
3 - os tiažovej depresie
4 - os tiažovej elevácie
5 - zlomy vymedzujúce hlavné zlomové štruktúry
6 - ostatné zistené zlomy
7 - zlomy predpokladané
8 - seizmické profily
E₁ - anomália Veľkého Blhu
E₂ - šafárikovská anomália
E₃ - hubovská anomália
D₁ - anomália Rimavskej Soboty
D₂ - anomália Uzovskej Panice
D₃ - anomália Gemerskej Panice
D₄ - chamojská anomália
D₅ - anomália Pánskej Pustatiny
D₆ - anomália Cerovej vrchoviny

1 - Indications of linear structures in the Tertiary
2 - indications of linear structures in basement of the Tertiary
3 - axis of gravity depression
4 - axis of gravity elevation
5 - faults delimitating main fault structures
6 - other faults established
7 - presumable faults
8 - seismic profiles
E₁ - Veľký Blh anomaly
E₂ - Šafárikovo anomaly
E₃ - Hubov anomaly
D₁ - Rimavská Sobotka anomaly
D₂ - Uzovská Panica anomaly
D₃ - Gemerská Panica anomaly
D₄ - Chamojska anomaly
D₅ - Pánska Pustatina anomaly
D₆ - anomaly of Cerová vrchovina mts.

Názvy zlomov vid' pri obr. 2

Names of faults see on the Fig. 2

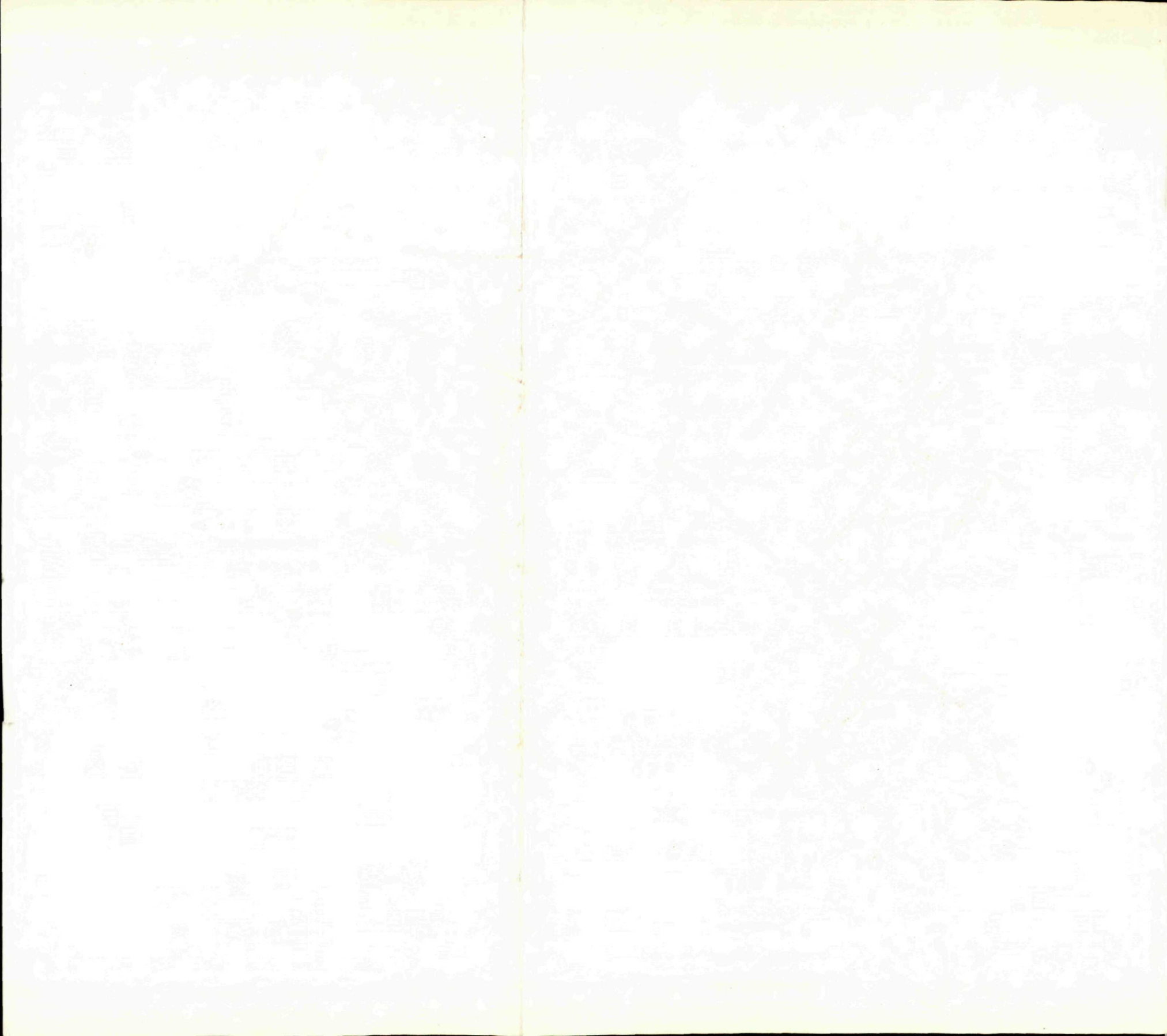
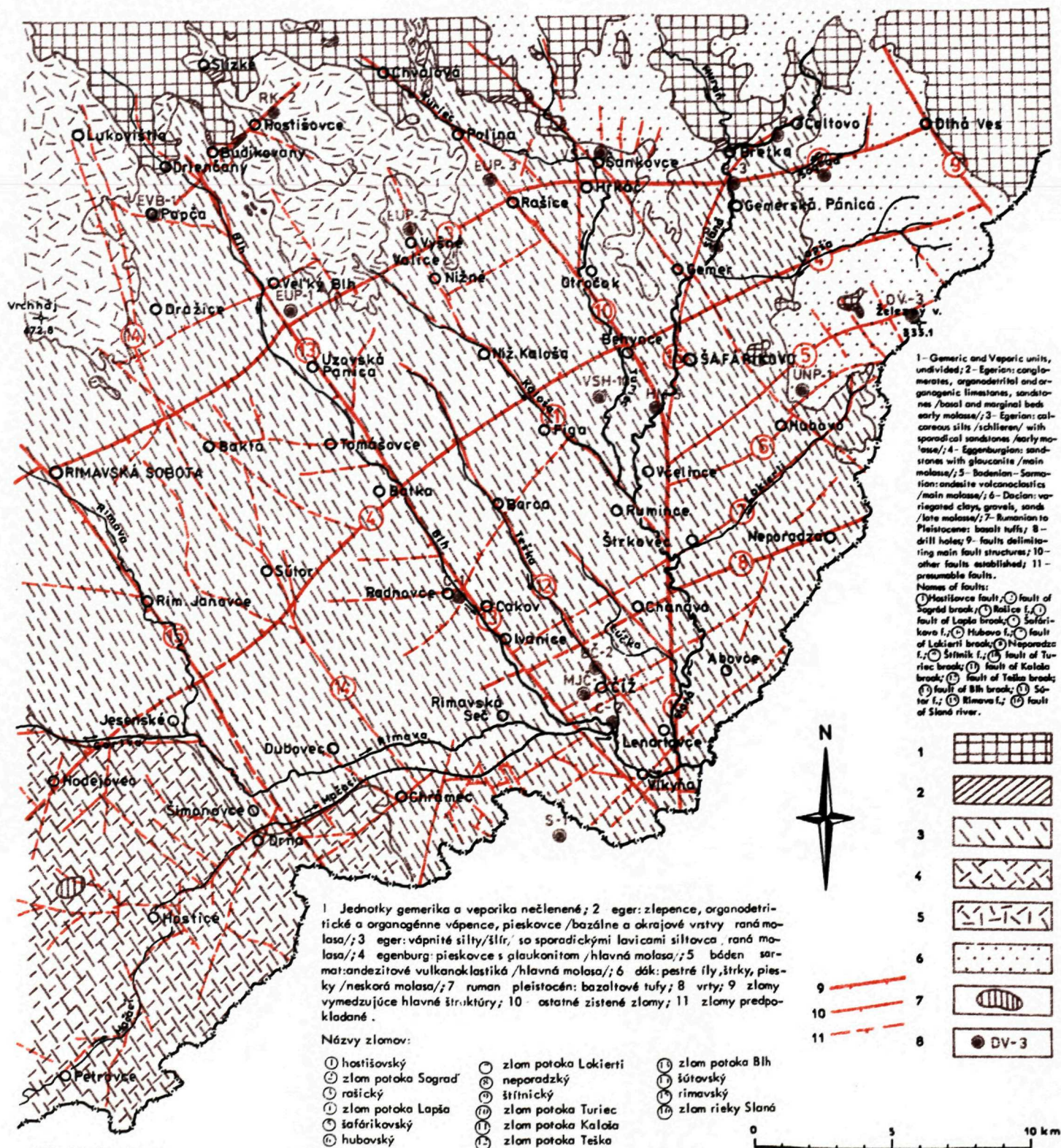
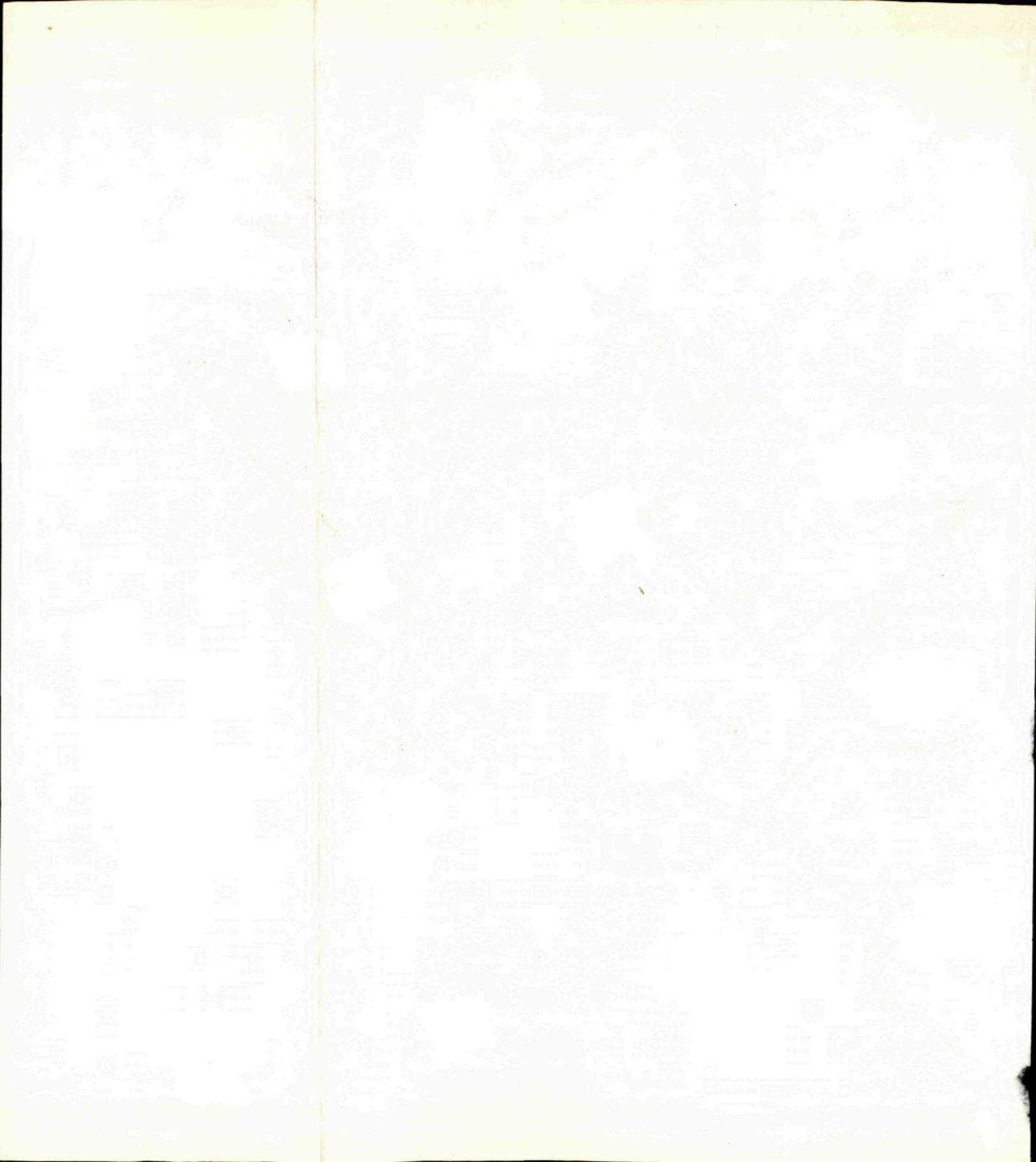


Fig. 2 FAULTS DISTURBING THE TERTIARY IN RIMAVSKÁ KOTLINA /DEPRESSION/





- MARČÁK, R.—VANKO, J. et al. 1976: Mapa recentných zvislých pohybov Západných Karpát — mierka 1 : 100 000. Výskumný ústav geodézie a kartografie, Bratislava.
- PLANČÁR, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, sér. geológia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- VASS, D. 1976: Tektonický vývoj molasových panví Západných Karpát. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—80.
- VASS, D. 1979: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathian molasse basins and depressions. Veröff. Zentralinst. Physik Erde 58, Postdam, 155—175.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. Doktorská dizert. práca, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D.—ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J. 1977: Geologická mapa a vysvetľujúci text pre ochranný rajón kúpeľov Číž. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—41.
- VASS, D.—BAJANÍK, Š. et al. 1978: Záverečná správa o vrte FV-1 (Blhovce). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—37.
- VASS, D.—ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J. et al. 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape listy: M-34-125-C-a (Veľký Blh); M-34-125-C-b (Uzovská Panica); M-34-125-C-d (Radnovce). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—84.
- VASS, D.—KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J. et al. 1979: Geologická stavba Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—277.

Dionýz Vass—Michal Elečko—Ján Bodnár

Tectonics of Rimavská kotlina (basin)

Summary

The Rimavská kotlina (Fig. 2) is a part of molasse basins in the back-deep of the West Carpathians. It is mostly filled with the early molasse (Fig. 2). The main molasse is represented by Eggenburgian sediments in the southern part of the basin, and by Badenian-Sarmatian volcanoclastic rocks in its northern part. The late molasse is represented by the „Poltár Formation“ which has the nature of a cover and ranges up to about 100 m in thickness.

In the analysis of tectonics of the Rimavská kotlina (basin) we also used data obtained by geological mapping and drilling, as well as the results of interpretation of complex geophysical research, especially indications of vertical density boundaries and gravity anomalies (Fig. 1).

The area of the Rimavská kotlina is dissected by two mutually perpendicular fault systems: the NE-SW and the NW-SE. Besides that there are E-W and N-S fault systems (Fig. 2).

NE-SW fault system

The NE-SW fault system (Fig. 2) is decisive in the structure of the filling of the Rimavská kotlina, especially as regards the early molasse. The early molasse is approximately 90% of the basin filling. The NE fault system was at least partly syngenetic with the early molasse, i. e. with the Kiscelian and Egerian sedimentary rocks.

The following principal fault structures of the NE fault system (Fig. 3) can be distinguished in the Rimavská kotlina from N to S:

1. the Drienčany marginal block;
2. the Veľký Blh block;
3. the Gemerská Ves — Čoltovo marginal block;
4. the Kaloša subsided block;
5. the Šafárikovo elevation:
 - a) the Šafárikovo elevated block,
 - b) the Panská pustatina subsided block,
 - c) elevated block Na Ozvene,
 - d) the Neporadza subsided block;
6. the Abovo subsided block.

The above mentioned structures are confined by faults. The following faults belong among the most significant (Fig. 2):

1. the Hostišovce fault;
2. the fault of the Sograd brook;
3. the Rašice fault;
4. the fault of the Lapša brook;
5. the Šafárikovo fault;
6. the Hubovo fault;
7. the fault of the Lokierti brook;
8. the Neporadza fault.

NW—SE fault system

The faults of the NW-SE system dissect epigenetically the most part of the filling of the Rimavská kotlina (basin) i. e. the early molasse. The younger part of the filling is more closely related to the fault system so the synsedimentary movements along the NW faults cannot be excluded, especially not in the time of formation of the Dacian sedimentary rocks (the Poltár Formation).

The faults were also active in the Quaternary time: Some of them control the main river flows of the Rimavská kotlina (the brooks Turiec, Kaloša, Blh, and middle course of the Rimava river).

The Quaternary activity of some faults is also indicated by asymmetrical terraces on the elevated and subsided blocks of the fault. The NW fault system forms some fault structures (Fig. 2) in the Rimavská kotlina (basin). The following structures have been distinguished from the east to the west (Fig. 3):

1. the Šafárikovo subsided blocks;
 2. the Číž horst: — a) the Stránska elevated block, — b) the Rumince subsided block, — c) the Čakov subsided block;
 3. the Lukovišťa—Bátka subsided blocks;
 4. the Dužava-Kružno subsided blocks.
- Among significant fault of this system are (Fig. 2): 9. the Štútnik fault; 10. the fault of the Turiec brook; 11. the fault of the Kaloša brook; 12. the fault of the Teška brook; 13. the fault of the Blh brook; 14. the Sútor fault; 15. the Rimava fault.

N-S and S-W fault

The N-S and S-W faults do not form independent structures in the Rimavská kotlina but they partly share its structure.

The fault of the river Slaná (16 — Fig. 2) belongs among significant N-S faults.

Another significant E-W fault is in the valley of the lower course of the Rimava river (Fig. 2). It is most likely a deepseated fault zone.

Translation: E. Jassingerová.

Ivan Repčok

O stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany

Diskusia

Abstract. This paper presents results of a fission track dating of some rocks of stratovolcanic complexes of Javorie and Poľana and discussion of their stratigraphical position in the northeastern part of the Neogene volcanic region in Central Slovakia.

Stratovulkanické komplexy Javoria a Poľany boli nedávno zaradované do bádenu (tortónu) až spodného sarmatu (M. Kuthan et al. 1963, M. Pulec 1966, J. Valach 1966).

V článku „Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany“ G. P. Bagdasarjan—L. Dublan—V. Konečný—E. Planderová (1977) na základe zhodnotenia biostratigrafických a rádiometrických údajov stanovujú vzájomné časové vzťahy stratovulkanických komplexov Javoria a Poľany. Upresňujú ich stratigrafickú pozíciu v rámci celkovej vývojovej schémy stredoslovenského neogénneho vulkanizmu (ktorá sa v príspevku nespomína). Podľa týchto autorov sú spodné časti pohoria Javorie mladšie než produkty spodnobádenského vulkanizmu južných okrajov Krupinskej planiny. Dajkové telesá amfibolického andezitu, ktoré prerážajú cez komplexy pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu spodnej stavby (nezasahujú do hyaloklastitového komplexu), sú podľa rádiometrických údajov z vrhu GK-7 ($15,7 \pm 1$ mil. rokov K/Ar) začlenené do vyššej časti spodného bádenu. Hyaloklastitový komplex, ktorý tvorí vyššie časti vulkanickej stavby Javoria bol datovaný K/Ar metódou na $15,6 \pm 0,6$ mil. rokov a tiež zodpovedá vyššej časti spodného bádenu. V ďalšom období predpokladajú spomínaní autori takýto vývoj: Stratovulkanický komplex mladších pyroxenických andezitov ($\pm$ amfibol) bol uložený po dlhšom období vulkanického pokoja, o čom svedčí intenzívna deštrukcia a denudácia hyaloklastitového komplexu. Metódou K/Ar bol datovaný na $10,8$ a $11,1 \pm 0,4$ mil. rokov, čo zodpovedá najmladšej časti sarmatu, resp. rozhraniu sarmat/panón. S uvedeným rádiometricky datovaným komplexom na základe geologických a petrografických evidencií (o aké evidencie konkrétne ide, nie je z príspevku zrejme — poznámka autora) sú paralelizované lávové prúdy a vulkanické úlomky v nadloží biostratigraficky datovaných sedimen-

tov vo vrte D-1, ktoré sú podľa sporomorf začlenené do spodného sarmatu. V závere vývoja pohoria Javorie sa formuje vulkanicko-tektonická depresia v priestore Víglaš—Kalinka—Detva, sprevádzaná extrúziami acidnejších amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov a v závere efúziami lávových prúdov pyroxenických andezitov ($\pm$ amfibol) a intrúziami dajok. (K veku týchto extrúzií sa vyjadrím v ďalšej časti článku.)

Vulkanický komplex pohoria Poľana, uložený v nadloží produktov pohoria Javorie, sa podľa G. P. Bagdasarjana et al. (1977) tvoril v mladšom období, pravdepodobne vo vrchnom sarmate až panóne.

V roku 1978 som datoval metódou stôp po delení uránu („fission track“; I. Repčok 1977) 8 vzoriek z oblasti Javoria a Poľany (I. Repčok 1978). Vzorky mi poskytol L. Dublan (vzorku z vrtu KON-1 A. Mihaliková):

- vz. 27 amfibolický andezit z extrúzie (500 m vvj. od k. 656,8 Rohy, v. od Zvolenskej Slatiny);
- vz. 388 amfibolicko-pyroxenický andezit (1 km zzs. od kóty 656,8 Rohy);
- vz. 396 amfibolický andezit ($\pm$ pyroxén) — (1 km j. od kóty 656,8 Rohy);
- vz. 39 amfibolicko-pyroxenický andezit z extrúzie (800 m jjv. od kóty 596,6 Perina, sz. od Detvy);
- vz. 177 amfibolický andezit ($\pm$ pyroxén) z extrúzie (700 m ssz. od kóty 586,3 Šiagiho kopa, 6 km sv. od Detvy);
- vz. 103 b pyroxenicko-biotiticko-amfibolický andezit (cca 2 km jjz. od kóty 1062,3 Veľká Detva);
- vz. 510 biotitický ryolitový porfýr — strelnická formácia (1,6 km od k. 1115,2 Želobudská skala, 8 km s. od Detvy);
- vz. KON-1 (hlbka 1676,8 m) diorit-porfýr až monzonodiorit z vrtu (Banisko, 2 km jz. od obce Kalinka).

Datovaním metódou stôp po delení uránu boli na amfiboloch a biotitoch zistené tieto údaje v mil. rokov (I. Repčok 1978):

vz. 27 (amfibol)	$16,6 \pm 0,3$;	388 (amfibol)	$15,6 \pm 0,8$;
396 (amfibol)	$15,4 \pm 0,9$;	39 (amfibol)	$15,9 \pm 0,8$;
177 (amfibol)	$15,5 \pm 1,0$;	103 b (biolit)	$15,2 \pm 0,8$;
510 (biotit)	$13,7 \pm 0,6$;	KON-1 (biotit)	$13,2 \pm 0,8$;

Pre výpočet veku boli použité tieto hodnoty:

$$\begin{aligned} \text{účinný prierez indukovaného delenia } ^{235}\text{U} &= 582 \times 10^{-24} \times \text{cm}^2, \\ \text{pomer izotopov } ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} &= 7,26 \times 10^{-3}, \\ \text{konštanta rozpadu } ^{235}\text{U} \text{ spontánnym delením} &= 6,85 \times 10^{-17} \times \text{r}^{-1}, \\ \text{integrálna dávka tepelných neutrónov} &= 2,35 \times 10^{15} \times \text{cm}^2. \end{aligned}$$

Údaje o veku extrúzií získané touto metódou sa nezhodujú s predstavou autorov spomínaného príspevku (G. P. Bagdasarjan et al. 1977), podľa ktorých by mali byť vrchnosarmatské a mladšie. Novšie E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) na základe metódy stôp po delení uránu zaraďujú spomínaný amfibolicko-pyroxenický andezit (I. Repčok 1978) intrúzie formácie Rohy do

vyššej časti spodného bádenu; podobne i L. Dublan (in V. Konečný—J. Lexa 1979).

Príslušnosť vzoriek 388 a 396 k hyaloklastitovej formácii Blýskavica (V. Konečný—J. Lexa 1979), spomínané údaje datovania produktov extrúzií, ako aj nový pohľad na vzťah K/Ar datovaného amfibolicko-pyroxenického andezitu ($11,1 \pm 0,4$) a okolných hornín hyaloklastitového komplexu (V. Konečný — ústne oznámenie) vyžadujú i nový pohľad na postavenie vulkanicko-tektonickej depresie Víglaš—Kalinka—Detva.

Intrúziu dioritu—porfýru až monzonodioritu (vrt KON-1) prenikajúcu do formácie Blýskavica (V. Konečný—J. Lexa 1979) datoval I. Repčok (1978) metódou stôp po delení uránu na biotite s výsledkom $13,2 \pm 0,8$ mil. rokov. Tento údaj na základe pomeru veľkosti spontánných a indukovaných stôp je pravdepodobne vekom vzniku sekundárneho biotitu.

Z hľadiska nových dát o veku vzoriek 510 a 103 b z oblasti stratovulkánu Poľany, ako aj podľa názoru L. Dublana (in V. Konečný—L. Dublan 1975) o predpokladanom strednosarmatskom veku Strelníckej formácie, nemožno súhlasiť s tým, že sa vulkanický komplex pohoria Poľany tvoril vo vrchnom sarmate až panóne, ako to udávajú G. P. Bagdasarjan et al. (1977). Začiatok jeho formovania môžeme skôr predpokladať v spodnom sarmate. Ďalšie datovania ukážu v blízkej budúcnosti opodstatnenosť tohto predpokladu.

V článku G. P. Bagdasarjana et al. (1977) je niekoľko nepresností: Nezhoda lokalizácie dvoch oporných K/Ar datovaní v tabuľke, mapke a texte, na základe ktorých bol vyslovený názor o vekových vzťahoch medzi stratovulkánmi Javoria a Poľany. Nesprávna metráž odberu vzorky pre palinologické datovanie vo vrte KJ-2. V texte sa spomínajú citácie, ktoré nie sú v zozname literatúry. Abstrakt článku sa nie celkom zhoduje s jeho obsahom.

Na základe údajov v tomto príspevku upozorňujem, že článok P. G. Bagdasarjana et al. (1977) nemožno pri posudzovaní stratigrafickej pozície stratovulkánov Javoria a Poľany v plnom rozsahu akceptovať.

Do tlače odporučil J. Lexa.

Literatúra

- BAGDASARJAN, G. P.—DUBLAN, L.—KONEČNÝ, V.—PLANDEROVÁ, E. 1977: Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 141—151.
- KONEČNÝ, V.—DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Geofond, Bratislava.
- KUTHAN, M et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zvolen, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- PLANDEROVÁ, E—KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Stratigrafia neovulkanitov stredného Slovenska. Geofond, Bratislava.
- PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západné Karpaty, sér, mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—196.
- REPČOK, I. 1978: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission track“ (II. etapa). Geofond, Bratislava.
- VALACH, J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch v oblasti Víglašská Huta—Kalinka. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—30.

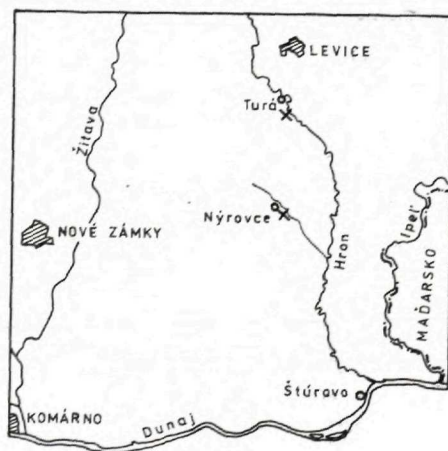
Zoltán Schmidt

Kvartérne mäkkýše z lokalít Nýrovce a Turá vo východnej časti Podunajskej nížiny

1 obr., 2 tab., angl. resumé

Abstract. Presented are biostratigraphical data on the Late Pleistocene and Würm, proving the existence of the Eemian interglacial and the Riss age of sediments in the area of sheets Nýrovce and Tekovské Lužany (locality Turá), in the eastern part of the Danube lowland. The data also prove a stage of drying of the Mindel almost on its contact with the Mindel-Riss interglacial, and facilitate ecological interpretation of Quaternary molluscs.

V rámci kvartérno-geologického výskumu som na území Nýroviec a Tekovských Lužian v rokoch 1972 a 1973 vyhodnocoval sedimenty s obsahom malakofauny zo štrkovne v Nýrovciach a z ryhy SR-5 v Turej. Išlo o biostratigrafickú analýzu fosilonosných usadenín a ekologickú interpretáciu kvartérnych mäkkýšov pre účely širších paleogeografických úvah. Obe lokality sa nachádzajú vo východnej časti Podunajskej nížiny, na strednom úseku dolného Pohronia (obr. 1).



Mapka lokalít vo východ. časti Podunajskej nížiny

RNDr. Z. Schmidt, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Z 1237 kusov fosílnych mäkkýšov bolo určených osemnásť druhov čeladi *Planorbidae*, *Cochlicopidae*, *Vertiginidae*, *Pupillidae*, *Valloniidae*, *Enidae*, *Succineidae*, *Zonitidae*, *Clausiliidae* a *Helicidae*.

Kvantitatívno-kvalitatívna analýza makrofauny z Nýroviec je nasledovná:

1. <i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)	2 kusy, 3,33 %
2. <i>Pupilla muscorum</i> (L.)	2 kusy, 3,33 %
3. <i>Pupilla loessica</i> Lžk.	10 kusov, 16,67 %
4. <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Br.)	1 kus, 1,67 %
5. <i>Chondrula tridens</i> (Müll.)	5 kusov, 8,33 %
6. <i>Succinea oblonga</i> Drap.	28 kusov, 46,67 %
7. <i>Vitrea crystallina</i> (Müll.)	2 kusy, 3,33 %
8. <i>Clausilia dubia</i> Drap.	2 kusy, 3,33 %
9. <i>Helicopsis striata</i> (Müll.)	4 kusy, 6,67 %
10. <i>Trichia hispida</i> (L.)	4 kusy, 6,67 %
spolu : 60 kusov	

Tá istá analýza fosílnych mäkkýšov z ryhy SR-5 v Turej dáva takéto výsledky:

1. <i>Gyraulus laevis</i> (Ald.)	1 kus, 0,08 %
2. <i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)	1 kus, 0,08 %
3. <i>Columella columella</i> (Mart.)	79 kusov, 6,71 %
4. <i>Vertigo parcedentata</i> (A. Br.)	6 kusov, 0,51 %
5. <i>Pupilla muscorum</i> (L.)	37 kusov, 3,14 %
6. <i>Pupilla muscorum densegyrata</i> Lžk.	105 kusov, 8,92 %
7. <i>Pupilla triplicata</i> (Stud.)	5 kusov, 0,42 %
8. <i>Pupilla loessica</i> Lžk.	26 kusov, 2,21 %
9. <i>Pupilla</i> sp.	4 kusy, 0,34 %
10. <i>Vallonia pulchella</i> (Müll.)	4 kusy, 0,34 %
11. <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Br.)	153 kusov, 13,00 %
12. <i>Chondrula tridens</i> (Müll.)	4 kusy, 0,34 %
13. <i>Succinea oblonga</i> Drap	707 kusov, 60,07 %
14. <i>Clausilia dubia</i> Drap.	1 kus, 0,08 %
15. <i>Helicopsis striata</i> (Müll.)	4 kusy, 0,34 %
16. <i>Trichia hispida</i> (L.)	33 kusov, 2,80 %
17. <i>Trichia striolata</i> (C. Pf.)	7 kusov, 0,59 %
spolu 1177 kusov; 100,00 %	

Biostratigrafia sedimentov

V malom štrkovisku pri jv. okraji obce Nýrovce, asi 100 m dolinou potoka Nýranky, bola odobratá vzorka zo sivých ílovitých hĺn nivnej fácie na mindelskej, lužiansko-brutskej terase Hrona (I. Vaškovský—R. Halouzka 1976). Malakofauna obsahovala studenomilné prvky — *Pupilla loessica* Lžk., *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Trichia hispida* (L.) a druhy, ktoré signalizujú teplé,

resp. teplejšie obdobie — nachádzame ich totiž obyčajne v skorých fázach studených či teplých období alebo v chladných etapách teplejších období — *Helicopsis striata* (Müll.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Cochlicopa lubricella* (Porro), *Vitrea crystallina* (Müll.) ; ďalej viac-menej indiferentné druhy, ako sú *Clausilia dubia* Drap. a *Succinea oblonga* Drap. Druhá skupina fosílnych mäkkýšov má spolu dvojnásobnú populačnú prevahu. Vzhľadom na sled vrstiev v profile tejto lokality a jej pozíciu na terasových štrkoch mindelu (R. Halouzka in I. Vaškovský et al. 1979), tiež z aspektu slabej populácie chladnomilných prvkov a navyš iba ojedinelého výskytu severoázijského (sibírskeho) elementu *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), prichádzame k záveru, že v tomto prípade môže ísť najskôr o vyznievanie mladého mindelu ako o prípadný teplejší výkyv v tomto glaciále.

v z o r k a		biotop												
1	hĺbka	druh												
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
			<i>Cochlicopa lubricella</i>	x	0 +	0 ++	0 ++	S (+)	V +	L (M) (+)	Lp (+)	S +	M +	
			<i>Pupilla muscorum</i>											
			<i>Pupilla loessica</i>											
			<i>Vallonia tenuilabris</i>											
			<i>Chondrula tridens</i>											
			<i>Succinea oblonga</i>											
			<i>Vitrea crystallina</i>											
			<i>Clausilia dubia</i>											
			<i>Helicopsis striata</i>											
			<i>Trichia hispida</i>											
	spolu			2	2	10	1	5	28	2	2	4	4	60

Tab. 1 Zloženie fosílnych mäkkýšov v ílovitých hlinách nivnej fácie na mindelskej terase Hrona v Nýrovciach (Podunajská nížina)

V profile ryhy SR-5 v Turej (štrkovisko na pravom brehu Hrona, asi 1 km na východ od obce) sa striedajú hliny a spraše vo vrstvách od 0,00 do 4,85 m. Na báze profilu (4,85—5,15 m) vystupujú piesčité štrky.

Prvá vzorka z hliny čiernohnedej (černozem; od 0,00 m do 0,80 m) bola faunisticky sterilná. Zato druhá vzorka (1,00—1,50 m) zo spraše sivo-hnedožltej obsahovala maximum konchýlií (1025 kusov) v celom profile; mala aj najväčšie druhové zastúpenie malakofauny. Všimnime si v nej, na tabuľke 2, vysokú populáciu vedúcich druhov glaciálnych období: *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a *Columella columella* (Mart.) ; potom vysokú populáciu studenomilného druhu *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. v spoločenstve adekvátnych studených prvkov, najmä boreo-alpínskeho druhu *Vertigo parcedentata* (A. Br.) i trichiovej fauny a v tejto súvislosti enormnú populáciu vlhkomilnej *Succinea oblonga* Drap. Takáto

biotop		SV	X	0++	0++	0+	0++	S(+)	0++		0	0++	S(+)	V+	Lp(+)	S(+)	L(M)	M.	s p o l u
V Z O R K A	druh	Gyraulus laevis	Cochlicopa lubricella	Columella columella	Vertigo parcedentata	Pupilla muscorum	Pupilla m. densegyrata	Pupilla triplicata	Pupilla laessica	Pupilla sp.	Vallonia pulchella	Vallonia tenuilabris	Chondrula tridens	Succinea oblonga	Clausilia dubia	Helicopsis striata	Trichia striolata	Trichia hispida	
	hĺbka	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
1	0,20-0,70																		0
2	1,00-1,50			79	6	36	105		14			120		630			6	29	1025
3	1,70-2,10								1			2		2				1	6
4	2,20-2,50					1		3			4		3			2	1	2	16
5	2,60-3,00												1						1
6	3,10-3,30													1					1
7	3,30-3,70									4		14		53				1	72
8	4,00-4,50	1	1					2	10			17		21	1	2			55
9	4,50-4,70								1										1
10	4,85-5,15																		0
s p o l u		1	1	79	6	37	105	5	26	4	4	153	4	707	1	4	7	33	1177

Tab. 2 Zloženie fauny v sedimentoch vrstevného sledu v Turej (Podunajská nížina).

asociácia kolumelovej a striátovej fauny sa u nás síce vyskytuje vo vrstvách stredných spraší mladého pleistocénu, t. j. v období druhého würmského štádiálu (V. Ložek 1964), avšak V. Ložek vo svojej stratigrafickej schéme všeobecne charakterizuje klímu tohto štádiálu ako suchú a studenú. Nazdávame sa, že silná populácia sukceí aj ďalších vlhkomilných druhov v tejto vzorke nemôže byť podmienená iba lokálnymi činiteľmi. R. Halouzka v záverečnej správe I. Vaškovského et al. (1979), kladie totiž vek tohto horizontu do druhého würmského štádiálu, napriek inej novej biostratigrafickej alternatíve — zaradiť ho do tundrovej fázy tretieho

würmského štádiu. R. Halouzka však zotrúva na svojej stratigrafickej koncepcii v zmysle práce R. Halouzka—Z. Schmidt 1979.

Tretia vzorka (1,70—2,10 m) je z hliny sytejšej, hnedej (hnedozemný pôdny horizont). Nemá priame indikátory teplomilnejšej fauny, ale v celkovom ponímaní je skôr chladnomilná a vlhkomilná. Vzorka obsahovala studenomilný druh *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), vlhkomilný druh *Succinea oblonga* Drap. a predstaviteľa studenomilnej pupilovej fauny — *Pupilla loessica* Lžk. Ide o mladopleistocénnu interštadiálnu faunu. R. Halouzka sa nazdáva, že sediment tohto horizontu vznikol v brörupskom interštadiáli.

Štvrtá vzorka zo sivo-žltohnedej svetlej spraše (v hĺbke 2,20—2,50 m), obsahovala celkove teplejšie spoločenstvo; keď sa opierame o také druhy ako je napríklad z pupíl meridionálny prvok *Pupilla triplicata* (Stud.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia pulchella* (Müll.) a pontsko-meridionálny element *Chondrula tridens* (Müll.) so stredoeurópskym druhom *Helicopsis striata* (Müll.), prichádzame k názoru, že ide o obvyklú faunu, ktorá sa vyskytuje na Slovensku v spodných sprašiach — W₁.

Vzorka 5 (2,60—3,00 m) z hliny tmavej, sivohnedej (černozemný pôdny horizont) a vzorka 6 (3,10—3,30 m) z hliny hnedej, uhoľnatej, boli takmer faunisticky sterilné. Prvá obsahovala jeden apex pontsko-meridionálneho druhu *Chondrula tridens* (Müll.), druhá jeden fragment ústia eurosibírskeho prvku *Succinea oblonga* Drap. Ani jeden z uvedených druhov nie je v rozpore s datovaním oboch vrstiev do posledného intergraciálu — ris — würm.

Prachovitá svetlohnedá hlina (spraš) zo vzorky 7 (3,30—3,70 m) obsahovala početné spoločenstvo mäkkýšov, v ktorom sme rozlíšili štyri druhy: *Pupilla* sp., *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Succinea oblonga* Drap. a *Trichia hispida* (L.). Hlina svetlejšie hnedá, spodnejšia až sivo šmuhovaná, čiastočne ílovitejšia zo vzorky 8 (4,00—4,5 m) obsahovala slabší súčet jedincov než sediment v jej nadloží. Bola však druhove pestrejšia. Vyskytuje sa v nej *Gyraulus laevis* (Ald.), *Cochlicopa lubricella* (Porro), *Pupilla triplicata* (Stud.), *Pupilla loessica* Lžk., *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Succinea oblonga* Drap., *Clausilia dubia* Drap., *Helicopsis striata* (Müll.). Štruktúra malokofauny siedmej aj ôsmej vzorky poukazuje na glaciálne obdobie vzniku horeuvedených sedimentov týchto vzoriek, v našom prípade na stredný pleistocén — ris. Evidujeme v nich totiž populáciu vedúcej skameneliny studených období pleistocénu, význačný sprašový druh — severoázijský (sibírsky) prvok *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a vyhynutý, čistý studenomilný prvok *Pupilla loessica* Lžk. Obidva horizonty predstavujú takú štruktúru fauny, ktorá poukazuje na vyznievanie mladého risu na terasových štrkoch (už skôr suchšiu, mierne studenú fázu podnebia). Aj pupilu — *Pupilla loessica* Lžk. v deviatej vzorke (4,50—4,70 m) musíme klásť do obdobia existencie malokofauny v jej nadloží.

Piesčité štrky v hĺbke 4,85—5,15 m tohto profilu neobsahovali konchýlie. R. Halouzka (in I. Vaškorský et al. 1979) ich zaraďuje do mladého risu.

Ekologické vyhodnotenie mäkkýšov

Štruktúra malakofauny v Nýrovciach ukazuje na vysušenie chladnej klímy, ktorá so sebou prináša väčšie zastúpenie stepných druhov alebo xerothermných prvkov — *Chondrula tridens* (Müll.), *Helicopsis striata* (Müll.), *Cochlicopa lubricella* (Porro), či elementov otvorených biotopov, ktoré predstavuje pupilova fauna. Prítomnosť väčšej populácie vlhkomilnej *Succinea oblonga* Drap. a severoeurópskeho prvku *Clausilia dubia* Drap., európskych druhov *Vitrea crystallina* (Müll.), *Trichia hispida* (L.) hovoria, že sediment vznikol skôr v mezofilnom prostredí biotopu, možno aj v blízkosti vlhkého lesa — *Vitrea crystallina* (Müll.), prípadne *Trichia hispida* (L.).

Vo vývoji biotopov v profile sondy SR-5 v Turej badáme najprv veľkú vlhkosť studeného ovzdušia z hľadiska celkovej klímy v podmienkach existencie už analyzovanej malakofauny, resp. v podmienkach vzniku sedimentov vzorky 2 (1,00—1,50 m). V biostratigrafickej analýze sme už spomenuli, že zloženie fauny svedčí o existencii tundrového biotopu. Kým sediment druhej vzorky vznikol v podmienkach vlhkého tundrového biotopu, sediment tretej vzorky (1,70—2,10 m) sa preukázateľne vyvíjal v suchších podmienkach stepného biotopu otvorenej krajiny. Usudzujeme tak na základe takmer úplného poklesu populácie studenomilnej valónie a studenomilného druhu pupily.

Spoločenstvo štvrtej vzorky (2,20—2,50 m) obsahovalo už úplnú prevahu stepných druhov (tab. 2). Prítomnosť trichii nevylučuje blízkosť nivy, či lužného lesa v období sedimentácie tejto vrstvy.

Nedostatok konchýlií, resp. druhov v usadeninách posledného interglaciálu (vz. 5 : 2,60—3,00 m a vz. 6 : 3,10—3,30 m) nedovoľuje určiť ekologickú diagnózu. Môžeme hovoriť iba o náznaku možného stepného biotopu.

Siedma a ôsma vzorka prinášajú spoločenstvá sprašovej stepi najprv z horizontu siedmej vrstvy (3,30—3,70 m); poukazujú azda na relatívne vyššiu vlhkosť v ovzduší voči podložnému sedimentu ôsmej vrstvy v hĺbke 4,00—4,50 m. Prítomnosť holarktického prvku *Gyraulus laevis* (Ald.) upozorňuje na existenciu čistých stojatých vôd alebo na limnický sediment. Pupilu, *Pupilla loessica* Lžk., ktorú sme našli v deviatej vrstve (4,50—4,70 m), považujeme skôr za súčasť fauny z nadložného sedimentu, lebo tento siaha až do hĺbky 4,85 m.

Sediment z desiatej vrstvy v hĺbke 4,85—5,15 m neobsahoval fosílny mäkkýš.

Záver

Kvôli spresneniu stratigrafickej koncepcie kvartérnych sedimentov na území listov Nýrovce a Tekovské Lužany sa robila aj biostratigrafická analýza veľmi účelne

vybraných vzoriek z vrstevného sledu v sondách oporných lokalít. Malakofauna presvedčivo zachytila vyznievanie mindelského glaciálu vo vývoji ílovitých sedimentov v Nýrovciach a potvrdila datovanie príslušných vrstiev fluvialnej nivnej fácie do mindelu. (R. Halouzka in I. Vaškovský et al. 1979). Toto vyznievanie studenej a vlhkej epizódy mindelského glaciálu evidujeme markantným oteplením a znížením vlhkosti ovzdušia na minimum. Vysušenie klímy dokumentujeme ojedinelým alebo nízkym počtom populácií studenomilnej valónie — *Valloonia tenuilabris* (A. Br.), trichie, studených prvkov pupilovej fauny a rovnako z malého počtu vlhkomilného prvku *Succinea oblonga* Drap. Na základe neprítomnosti kolumely — *Columella columella* (Mart.), z nedostatku studenomilných pupíl alebo z prítomnosti takých druhov, ako sú napríklad *Cochlicopa lubricella* (Porro), *Chondrula tridens* (Müll.), *Vitrea crystallina* (Müll.), *Clausilia dubia* Drap. a *Helicopsis striata* (Müll.), môžeme byť istí, že v Nýrovciach ide o najvyššie štádium vysušenia mindelského glaciálu, takmer na hranici s mindelsko-riským interglaciálom.

Litostratigrafická metóda umožňuje stanoviť würmský vek spráši na uvedenom území v Podunajskej nížine. Sondáž v Turej však poskytla bohatý paleontologický dôkazový materiál, ktorý rozborom malakofaunistickej asociácie umožnil v širšom priestore uvažovať o pravdepodobnej príslušnosti würmského štádiálu k mladšiemu mladopleistocénemu štádiálu — W_2 ; hlavne v zmysle publikovanej práce R. Halouzka — Z. Schmidt 1979. Biostratigrafia upresnila staršie fázy würmského glaciálu, potvrdila vek risiko-würmských sedimentov a vek riských sedimentov na terasových štrkoch tejto sondy. Paleontologický výskum priniesol faktologický materiál pre dokumentáciu vyznievania riského zaľadnenia v uvedenej oblasti.

Ekologická interpretácia fosílnych mäkkýšov poskytuje dôkazy pre rekonštrukciu krajiny v čase vzniku príslušných sedimentov.

Do tlače odporučil I. Vaškovský.

Literatúra

- HALOUZKA, R.—SCHMIDT, Z. 1979: Brief report on the new climaticstratigraphic interpretation of Late Pleistocene loess series in the Danube lowland in Slovakia. IGCP project 73-1-24: „Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere“. Report 5, Prague, 138—145.
- LOŽEK, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Ústř. Úst. geol. ČSAV, Praha XXXII tab., 1—376.
- VAŠKOVSKÝ, I.—HALOUZKA, R. 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny. Juhovýchodná časť. 1 : 50 000, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. et al. 1979: Vysvetlivky k listom geologických máp 1 : 25 000 M-34-134-C-a (Tekovské Lužany), M-34-134-C-b Šárovce), M-34-134-C-c (Nýrovce), M-34-134-C-d (Želiezovce). Záverečná správa. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Zoltán Schmidt

Quaternary Molluscs in Area of Sheets Nýrovce and Turá

Summary

The biostratigraphical data presented are a contribution to general stratigraphical conception concerning Quaternary sediments in the area of sheets Nýrovce and Tekovské Lužany (loc. Turá) in the eastern part of the Danube lowland. Biostratigraphical data on the locality Nýrovce proved the Mindel age of beds in the flood-plain facies. Malacofauna is indicative of the termination of Elsterian glacial in a facies of clay sediments, and also proves the stage of drying almost on the contact with Holstein interglacial.

Sounding in Turá resulted in plentiful paleontologic evidences and the analysis of malacofauna showed possible climatic chronostratigraphy of Late Pleistocene, Würm beds in a wider area. Biostratigraphic data also proved the age of sediments of the Eemian interglacial and the age of Riss sediments on terrace gravels. Ecological data and interpretation of fossil molluscs are included for paleogeographical conclusions.

Fig. 1 Map of localities in eastern part of Podunajská nížina (lowland).

Table 1. Fossil molluscs in clayey loams of a flood-plain facies on the Mindel terrace of the Hron r. in Nýrovce (Danube lowland)

Table 2. Composition of fauna in sediments of the bed sequence in Turá (Danube lowland)

Translation: E. Jassingerová.

Ondrej Franko—Anton Remšík

Významný zdroj geotermálnej energie v Štúrove

10 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present data on thermal water obtained by exploratory geothermal borehole FGŠ-1 in Štúrovo. The data are considered in respect of the geological-tectonical structure, the rock environment, fluctuation of water level in the Danube river, and in respect of utilization of both the water and the thermal energy.

Úvod

Zdroj geotermálnej energie v Štúrove predstavujú termálne vody. O nich sa prvýkrát zmieňuje O. Hynie (1933), ktorý opisuje vrt Artézia realizovaný v roku 1931—1932 na námestí sv. Imricha. Prvý prítok s výdatnosťou $0,25 \text{ l. s}^{-1}$ a teplotou 22°C z hĺbky 102—103 m a druhý s výdatnosťou $1,5 \text{ l. s}^{-1}$ a teplotou 37°C z hĺbky 116—117,5 m. Prítoky sú z paleogénnych pieskovcov. O. Hynie uvádza, že voda je zo zlomu smerujúceho z Ostrihomu cez Štúrovo do údolia Hrona. V Ostrihome bola v ňom navŕtaná voda s teplotou 22°C . L. Čepek (1938) uvádza, že poruchová zóna, na ktorej ležia oba zdroje, je najvýznačnejšia, lebo sa dá sledovať až do Budapešti, kde sa nachádza celý rad výdatných prameňov. M. Maheľ (1952) opisuje vrt z r. 1949. Prítok vody s výdatnosťou $6—7 \text{ l. s}^{-1}$ a teplotou 41°C je zo zlomu v hĺbke 93 m. Uvádza, že vysoké teploty vôd v pomerne malej hĺbke a vysoké obsahy iónov HCO_3 a Ca svedčia o tom, že vody pochádzajú z podložných triasových vápencov. Voda z vrtu Artézia sa využíva v okolitých domoch a z vrtu z r. 1949 v miestnom letnom kúpalisku i vo vaňových kúpeľoch.

Geologický ústav Dionýza Štúra v rámci štátnej úlohy „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla a geotermálnych zdrojov Západných Karpát (SSR)“ začal prvý vrt (FGŠ-1) realizovať v Štúrove. Vrt hlboký 210,5 m odvrátil, zabudoval a odčerpával v r. 1972—1975 Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, závod Nová Baňa (technik P. Mravec). Pri hydrogeologickom sledovaní

a spracovávaní vrtu pracoval technik Geologického ústavu D. Štúra L. Mateovič. Cieľom vrtu bolo overiť možnosti získať termálnu vodu ako zdroj geotermálnej energie. Vrt zachytil vodu na zlomovom rozhraní paleogénnych pieskoviec a triasových dolomitov v hĺbke 72—87 m s výdatnosťou voľného prielivu $86,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotou 40°C . Druhý prítok s tou istou teplotou a s výdatnosťou $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ je z hĺbky 126,5—128,0 m. Celkove z vrtu voľne vytekalo $91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody teplej 40°C (O. Franko 1975a).

Genéza vôd a plynov

Pri posudzovaní genézy vôd a plynov vychádzame z ich rozborov, ktoré sú uvedené v tab. 1 a 2, a z horninového prostredia, v ktorom vody obieľajú. Z tab. 2 vidieť, že chemické zloženie vody je prakticky ustálené. Je to zdroj vody veľmi výdatný, stredne termálny, slabo sírovodíkový, dusíkový, veľmi slabo mineralizovaný, základného kalciovo-bikarbonátového typu. Ide však o nevýrazný typ ($A_2=60,6\text{—}65,2 \text{ mval } \%$), v ktorom je výrazne zastúpená kalciovo-magnéziovo-sulfátová zložka ($S_2/\text{SO}_4=23,9\text{—}28,4 \text{ mval } \%$). Na zvýšený podiel síranov poukazuje tiež koeficient SO_4/M , ktorý má hodnotu $0,13\text{—}0,17$. Hodnota koeficientu Mg/Ca ($0,55\text{—}0,72$, jedenkrát $0,32$) poukazuje na to, že sa obeh vody viaže na komplex dolomitov s menším zastúpením vápencov.

Vrtom FGŠ-1 boli zistené tieto horniny (J. Hanáček 1979): v hĺbke 77,3—126,0 m vápnité dolomity (norik-rét) s 5—6 m hrubými polohami dachsteinských vápencov a do hĺbky 210,5 m dolomity (hlavný dolomit — karn-norik). Dachsteinské vápence s tenkými polohami vápnitých dolomitov boli zistené tiež vo vrte FGKr-1 Kravany v hĺbke 639—990 m, v podloží ktorých do konečnej hĺbky vrtu 1021 m je hlavný dolomit. Vody s teplotou 40°C však musia pochádzať z väčších hĺbok. Informácie o starších karbonátoch máme z vrtov medzi Štúrovom a Komárnom. Spomínaný hlavný dolomit bol zistený vrtom FGO-1 Obid v hĺbke 767,6—1000,2 m. Sivé rohovcové dolomity a vápence (spodný karn?) boli zistené vo vrte FGK-1 Komárno v hĺbke 1696—1900 m. Mohli by predstavovať analogón spodnokarnského súvrstvia v pohorí Vertes a Pilis. Časť týchto karbonátov môže patriť ladinu, nakoľko ladinské dolomity sú známe ako najstaršie triasové horniny v pohorí Gerecse. Do konečnej hĺbky vrtu (1970 m) sú zastúpené dolomity, ktoré by podľa faunistického nálezu (*Meandrospira dinarica* v hĺbke 1900—1900,7 m) patrili anisu (A. Biely 1979).

Z uvedeného litologického opisu vidno, že horninové prostredie zhruba zodpovedá pomeru Mg/Ca . Hrúbka karbonátového komplexu nie je známa. E. Vég—Neubrandt—J. Oravecz (1961) uvádzajú, že v pohoriach Gerecse a Vértes dosahuje niekoľko 1000 m. Napriek tomu sú tieto vody výrazne nedosýtené dolomitom a menej i kalcitom a sadrovcom, hoci v obehových cestách týchto teriem sú aktívne rádovo vyššie čiastkové tlaky CO_2 (obsah cca $0,1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; $1\text{—}2 \cdot 10^{-2} \text{ MPa}$

Tabuľka 1

1. LOKALIZÁCIA A ÚDAJE O ODBERE:

Lokalita:	Štúrovo	Zdroj:	vrt FGŠ-1
Dátum odberu:	20. 8. 1976	Množstvo vzorky:	19 250 l

2. FYZIKÁLNE A CHEMICKÉ VLASTNOSTI:

teplota v °C	40,3	pH	7,0	rH		Ra . 10 ⁻¹² Ci/l	10,4	Rn . 10 ⁻¹² Ci/l		org. C mg/l	
CO ₂ mg/l	90,2	H ₂ S mg/l	0,7	HBO ₂ mg/l	0,00	o-SiO ₂ mg/l	51,8	celk. miner. mg/l		772,42	

3. IÓNOVÉ ZLOŽENIE:

KATIÓNY	mg/l	mval/l	mval %	ANIÓNY	mg/l	mval/l	mval %
Li ¹⁺	3,27	0,471	2,33	Cl ¹⁻	18,28	0,516	2,66
Na ¹⁺	8,75	0,380	1,88	Br ¹⁻	0,07	0,001	0,00
K ¹⁺	2,75	0,070	0,35	J ¹⁻	0,10	0,001	0,00
NH ₄ ¹⁺	0,80	0,044	0,22	F ¹⁻	1,38	0,073	0,38
Mg ²⁺	26,75	2,200	10,86	NO ₂ ¹⁻	0,00	0,000	0,00
Ca ²⁺	138,28	6,900	34,06	NO ₃ ¹⁻	0,00	0,000	0,00
Sr ²⁺	0,00	0,000	0,00	SO ₄ ²⁻	129,21	2,692	13,90
Ba ²⁺				HPO ₄ ²⁻	0,00	0,000	0,00
Mn ²⁺	0,00	0,000	0,00	HCO ₃ ¹⁻	390,40	6,400	33,06
Fe ²⁺	0,03	0,001	0,00	CO ₃ ²⁻			
Al ³⁺	0,55	0,061	0,30	OH ¹⁻			
SÚČET	181,18	10,127	50,00	SÚČET	539,44	9,683	50,00

4. STOPOVÉ PRVKY (. 10⁻⁶ g/l):

As	< 10	Ni	< 5	Cu	6	Pb	7
Mo	< 20	Co	< 20	Zn	20	U	0,1
Cr	< 5	Ti	< 20	spektrochemicky dokázaná prítomnosť: Ca, Mg, Na, K, Si, Sr, Al, Li, B, Fe, Ba, Rb, Cu			

5. PLYNY (objem %):

	CO ₂	H ₂ S	O ₂	N ₂	He	H ₂	Ar	CH ₄	celkové množstvo plynov ml/l
1	70,22	0,68	1,5912	26,1519	0,0098	0,0119	0,6516	0,1134	67,8
2	—	—	5,470	89,90	0,034	0,041	2,240	0,390	20,0
3									

6. HYDROCHEMICKÉ FAKTORY A KLASIFIKÁCIE:

S ₁ (Cl)	6,08	S ₂ (SO ₄)	24,76	A ₂	65,52	Mg/Ca	0,32	Sr/Ca . 10 ³	0,0	SO ₄ /M	0,13
S ₁ (SO ₄)	3,04	S ₃	0,0	A ₃	0,60	Na/K	5,43	HCO ₃ /Cl	12,40	Cl/Br	516,0
S ₂ (Cl)		A ₁	0,0	S _{SO₄}	82,00	Ca/Na	18,16	Cl/Na	1,36		
základný typ kalcium-bikarbonátový (A ₂)											

7. PLYNOVÉ FAKTORY A KLASIFIKÁCIE:

spontánny plyn			nekyslý plyn		
He	Ar . 10 ⁴		K ₂ O ₂	16,435	Ar . 10 ⁴
Ar	N ₂ . 1,19				N ₂ . 2,5
dusíková voda					

8. HORNINY

triasové dolomity a vápence

Hydrochemické faktory

Tabuľka 2

Vrt	Dátum odberu vzoriek vody										
	1. 6. '73	3. 3. '75 čerp. sk.	4. 4. '75 čerp. sk.	5. 5. '75 čerp. sk.	19. 8. '75	20. 12. '75	22. 3. '77	10. 6. '77	21. 10. '77	19. 6. '78	28. 3. '79
FGŠ-1											
Q (l . s ⁻¹)	90	54,4	65,4	72,4	5	1,7	8	6	2,41	—	—
T (°C)	39	39,7	39,2	39,3	38,5	39	39,3	39,2	38,8	39,5	39,0
pH	7,0	6,5	6,5	6,6	6,1	6,9	7,0	7,0	6,8	7,1	6,2
CO ₂ (mg . l ⁻¹)	44,4	34,3	44,4	58,9	71,28	62,5	68,6	76,1	71,72	65,67	49,31
M (g . l ⁻¹)	0,70	0,72	0,72	0,72	0,73	0,74	0,73	0,72	0,73	0,74	0,71
S ₁ (Cl)	5,97	5,77	5,83	5,72	5,88	5,89	6,69	6,57	5,90	5,97	5,57
S ₁ (SO ₄)	3,11	4,53	4,73	4,38	3,38	9,52	2,59	3,57	4,37	4,16	3,99
S ₂ (SO ₄)	28,55	25,96	26,31	26,62	27,32	23,94	27,23	27,57	26,12	25,74	28,44
A ₂	62,60	63,60	63,04	63,21	63,35	60,60	63,32	65,25	63,56	64,05	61,95
A ₃	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,15	0,03	0,03	0,06	0,02
Mg/Ca	0,68	0,62	0,70	0,65	0,55	0,63	0,60	0,63	0,57	0,72	0,61
SO ₄ /M	0,157	0,152	0,154	0,156	0,153	0,167	0,149	0,156	0,153	0,150	0,16
SiO ₂ (mg . l ⁻¹)	22,75	24,50	20,00	26,00	24,35	26,00	21,70	23,30	22,00	20,60	22,80
HCO ₃ /Cl	10,48	11,01	10,80	11,05	10,77	10,27	9,47	9,46	10,77	10,72	11,11

Odbery a rozborý vôd vykonali pracovníci hydrochemického oddelenia a laboratória Geologického ústavu D. Štúra pod vedením Ing. S. Gazdu, CSc.

Poznámka k tab. 1

Vzorky vôd odobral M. Michalíček a V. Procházková (Ústredný ústav geologický, pobočka Brno), vody analyzovala J. Hrbková (Geologický prieskum, n. p., Ostrava, stredisko laboratórií a technológií, Laboratória Brno), plyny analyzovala I. Borkovcová (Ústredný ústav geologický, pobočka Brno), kvalitatívne spektrálne analýzy vykonával G. Kupčo (Geologický ústav D. Štúra, Bratislava), rádioaktivitu vôd stanovila Z. Krejbichová (Stavební geologie, Praha). Plyny sú rozpustné.

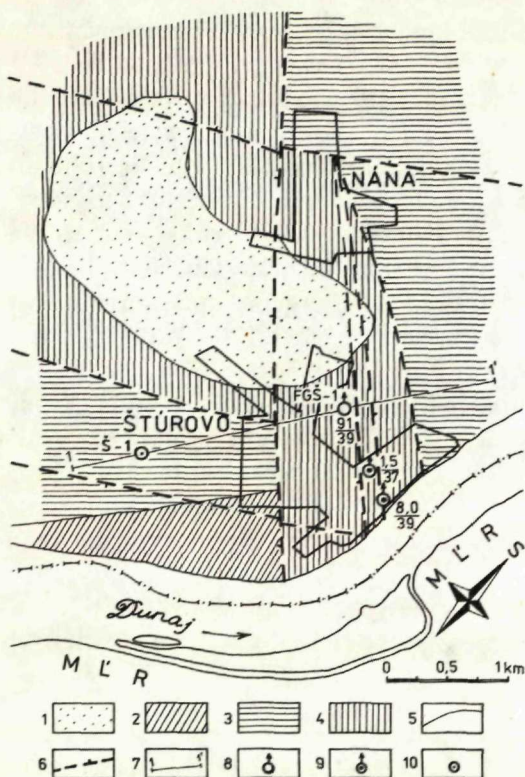
(D. Bodiš—S. Gazda 1979). Podľa obsahu zložky SO_4^{2-} a sulfátogénneho pôvodu síranov a sírovodíka (zo vzorky vody v Patinciach z r. 1975 hodnota $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ bola +25,6 a $^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ — 4,5; J. Hladíková et al. 1979) sa však tieto vody dostávajú do styku s verfénskymi, resp. permskými sadrovconosnými súvrstviami. Podľa teplotných pomerov územia medzi Patincami a Štúrovom (24 °C v hĺbke 1000 m; zistené v ustálenom vrte FGO-1 v Obide) predpokladáme, že verfénske súvrstvie a teplota 40 °C sú v hĺbke okolo 3500 m (A. Remšík—O. Franko et al. 1979). Predpokladaná hĺbka sa bude približovať k reálnej hodnote len vtedy, keď je karbonátový masív ochladený až tak hlboko a keď hodnota geotermického gradienta s hĺbkou klesá. Geotermický gradient z karbonátov v hĺbke 700—1000 m vo vrte FGO-1 má hodnotu 10 °C. 1000 m⁻¹.

Na atmosferický pôvod poukazuje ich chemické zloženie, v ktorom prakticky nie sú zastúpené chloridy — ide o petrogénne vody (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Na takýto pôvod poukazuje aj chemické zloženie nekyslých plynov, v ktorých prevláda atmosferický N_2 (okolo 90 obj. %). Hodnota koeficientu $\text{K}_{\text{O}_2}^{\text{N}_2}$ (16,4) poukazuje na silno redukčný charakter vôd, a tým aj obehového prostredia.

Na základe uvedeného možno zhrnúť, že ide o vody atmosferického pôvodu, karbonátogénnej a sulfátogénnej genézy s cirkuláciou v hlbokých otvorených obehových cestách.

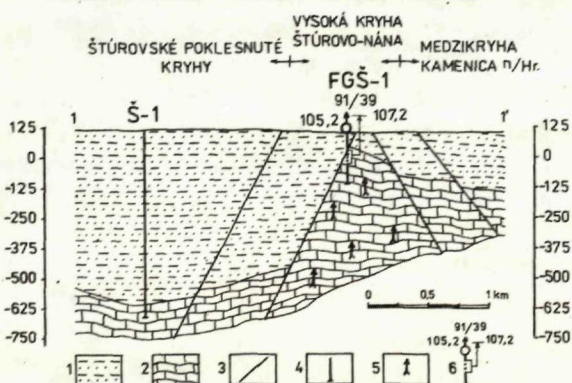
Štruktúrne podmienky výskytu teriem

Termálne vody v Štúrove sa vyskytujú vo v. časti komárňanskej vysokej kryhy, ktorá je súčasťou komárňanskej kryhy okrajovej (T. Buday et al. 1967). Na túto kryhu sa viažu druhohory Maďarského stredohoria, ktoré je na Slovenskej strane zakryté sedimentmi kvartéru, neogénu a paleogénu (obr. 1). Vody v Štúrove sú viazané na tzv. vysokú kryhu Štúrovo—Nána (obr. 2). Kryha má zhruba sz.-jv. smer a jej šírka v priemere nepresahuje 500 m. Na Z je kryha obmedzená štúrovskou poklesnutou kryhou a na V poklesnutou medzikryhou Kamenica n/Hronom. Kým vo vysokej kryhe Štúrovo—Nána je totožné podložie (overené vrtom FGŠ-1) v hĺbke asi 70 m, tak v štúrovskej poklesnutej kryhe (overené vrtom Š-1) v hĺbke 700 m a medzikryhe Kamenica n/Hronom (podľa geoelektrických meraní) v hĺbke 200—700 m (upadá v. smerom; L. Zbořil a kol. 1979). Z opisu vidno, že ide o pomerne úzku hrast (dalo by sa povedať poruchové pásмо) karbonátov mezozoika, ktoré sú zakryté nevelkou hrúbkou trefohorných sedimentov. Na ňu sú viazané vývery termálnych vôd v Dunaji (viď v ďalšom) a v nej sú zachytené vrtmi. Ide o polozakrytú výverovú oblasť, ktorá je súčasťou otvorenej hydrogeologickej štruktúry (O. Franko 1975b). Polozakrytá je preto, že sú kolektory termálnych vôd (triasové karbonáty) zakryté málo hrubými (cca 60 m; cca 10 m je kvartéru), a preto po zlomoch priepustnými



Obr. 1 Geologická mapa v okolí Štúrova (podľa J. Seneša 1963 upravil D. Vass 1979).

1—dák-pestrá séria: pestré íly so štrkami a pieskami; 2—eger: piesky, piesčité sliene so sladkovodnou, brakickou až plytkomorskou faunou; 3—eger: piesčité sliene na báze s pieskovecami a uhľonosným súvrstvom; 4—rupel: foraminiferové sliene na báze s pieskovecami a uhľonosnými polohami; 5—stratigrafické hranice; 6—zlomy; 7—línia hydrogeologického rezu; 8—výskumný geotermálny vrt (označenie, výdatnosť v $l.s^{-1}$ /teplota vody v $^{\circ}C$); 9—vrty s termálnou vodou (výdatnosť v $l.s^{-1}$ /teplota vody $^{\circ}C$); 10—prieskumný geologický vrt.



Obr. 2 Schematický hydrogeologický rez „vrt FGŠ-1 — Š-1“ v oblasti Štúrova 1-1'

Geológia: 1—paleogén: striedanie ílovcov a pieskovcov alebo prachovcov a pieskovcov; 2—trias: vápence a dolomity; 3—zlomy; 4—prieskumný geologický vrt.

Hydrogeológia: 1—súvrstvie ako celok — izolátor podzemných vôd (priepustné iba po zlomoch); 2—kolektory termálnych vôd, priepustnosť krasovo-puklinová, resp. puklinová, stupeň zvodnenia veľmi vysoký (vysoká kryha Štúrovo-Nána)

— $T > 1 \cdot 10^{-2} m^2 \cdot s^{-1}$, resp. $q > 10 l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ a vysoký (štúrovské poklesnuté kryhy, medzikryha Kamenica n/H.) — $T = 1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2} m^2 \cdot s^{-1}$, resp. $q = 1,0 - 10 l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$, typ vôd $Ca-Mg-HCO_3-SO_4$ (vysoká kryha Štúrovo-Nána) a $Ca-Mg-HCO_3$ (štúrovské poklesnuté kryhy, medzikryha Kamenica n/H.) s mineralizáciou cca $0,7 g \cdot l^{-1}$; 5—smer prúdenia termálnych vôd; 6—výskumný geotermálny vrt s vyznačením perforovaného úseku (91—výdatnosť voľného prielivu po navrtaní v $l \cdot s^{-1}$, 39—povrchová teplota vody v $^{\circ}C$, 107,2 — úroveň statickej hladiny termálnej vody po navrtaní v m n.m., 105,2 — kóta vrtu v m n.m.).

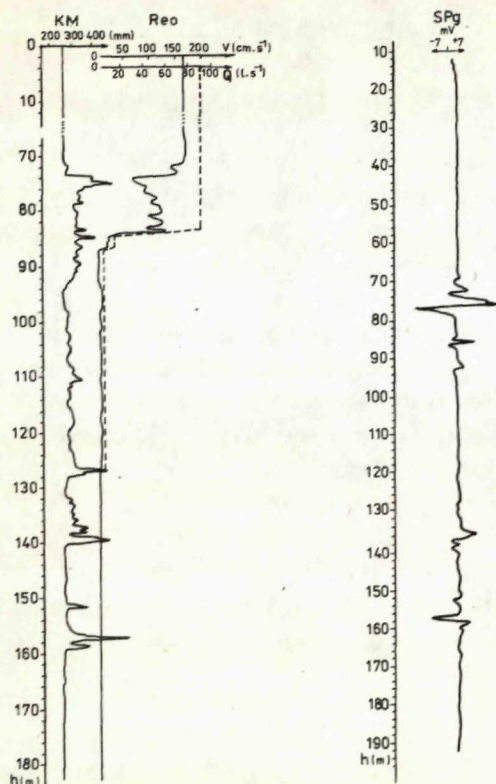
paleogénnymi piesčitými slieňovcami, slienitými ílovcami a bazálnymi slienitými pieskovcami až zlepenkami.

Infiltračná oblasť sa nachádza na maďarskej strane v pohorí Pilis. Podľa máp hydroizohyps z Maďarského stredohoria (napr. L. Alföldi 1973) sa v pohorí Pilis nachádza rozvodie krasových podzemných vôd (sv. od Pilisszántó) s hydroizohypsou 120 m n. m. (ustálená hladina vody vo vrte FGŠ-1 v Štúrove je 107,2 m n. m.). Od tohto rozvodia vody prúdia sz. smerom na Štúrovo a jv. smerom na s. okraj Budapešti (vody v Budapešti majú podobné chemické zloženie ako vody v Štúrove; napr. zdroj Margitsziget, III. sz. fúrás: $T_{vo}=40\text{ }^{\circ}\text{C}$; $M=0,92\text{ g/l}$; $A_2=67,7\text{ mval \%}$; $Mg/Ca=0,59$ a $SO_4/M=0,10$). Práve na smere poruchového pásma boli navŕtané termálne vody v Štúrove. Jeho kombinácia so známym zázrivsko-budapeštianskym sj. zlomovým pásmom môže byť príčinou drénovania a obehu termálnych vôd vo veľkých hĺbkach. Akumulačná oblasť termálnych vôd leží pod hladinou krasových vôd na maďarskej strane. Na našej strane je len oblasť výverová.

Tak ako svedčí nedosýtenosť vôd dolomitom a menej kalcitom o cirkulácii vôd v otvorených obehových cestách, svedčí o tom aj veľmi vysoký stupeň zvodnenia karbonátov. Jednotková špecifická výdatnosť má hodnotu $40\text{--}45\text{ l.s}^{-1}\text{.m}^{-1}$. Koeficient prietokovosti T má hodnotu $10\,800\text{ m}^2\text{.deň}^{-1}$ (I. Mucha 1976). Sú to hodnoty, ktoré odrážajú len zvodnenie poruchového, resp. zlomového pásma, a nie karbonátového masívu, t. j. jeho drobných puklín.

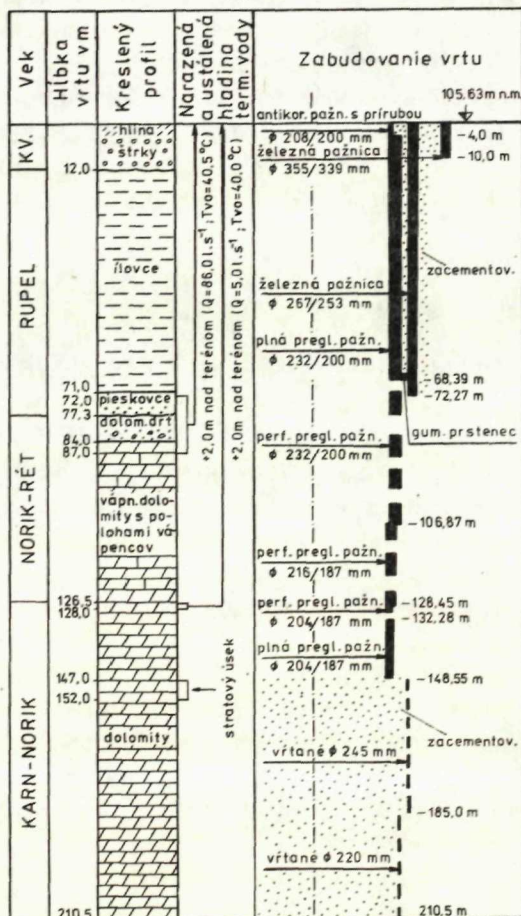
Výstroj vrtu

Ako je uvedené, vrt je hlboký 210,5 m. Vrtné práce trvali od 1.12.1972 do 7.4.1973. Vrt bol vystrojený v čase od 8.4.1973 do 6.5.1974. Vo vrte boli zistené dva prítoky, ktoré pri voľnom prielive spolu dávali 91 l.s^{-1} vody teplej $40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Prvý prítok je z hĺbky 72—87 m (86 l.s^{-1}) a druhý z hĺbky 126,5—128,0 m (5 l.s^{-1}). Miesta a veľkosť prítokov vody do vrtu boli zistené v priebehu vŕtania a potom upresnené pomocou karotážneho merania (obr. 3). Nakoľko prítoky vody v hlbších častiach vrtu nenastali, a naopak pomocou rezistivimetrie boli zistené náznaky úniku vody v hĺbke 147—152,5 m, spodok vrtu sa zacementoval až do výšky 148,55 m. Vyššie sa ho zacementovať nepodarilo, lebo v uvedenom únikovom pásme sa strácal aj cement. Na vystrojenie vrtu sa použili preglejkové, oceľové a antikorové rúry (antikorové rúry hradil užívateľ vrtu). Zabudovanie a výstroj vrtu sú znázornené na obr. 4. Spoje preglejkových rúr sú kuželové, lepené Retenolom 5 a poisťované antikorovými skrutkami. Spoj medzi preglejkovými rúrami a antikorovou rúrou pod ústím vrtu je taktiež lepený Retenolom 5, poistený skrutkami a nátrubkom. Povrch ústia vrtu je vystrojený antikorovou prírubou, pričom je medzi ňou a pôvodnou oceľovou prírubou použité medené tesnenie. Proti úniku cementu z medzikružia preglejkovej rúry a oceľovej pažnice sa nad prvým prítokom použil v hĺbke 68,39 m gumový prstenec.



Obr. 3 Karotážne merania vo vrte FGŠ-1 v Štúrove (KM, Reo — 24.1.1974 — IGHP n.p. Žilina; SPg — 6.4.1973 — GP, n.p., Spišská Nová Ves)

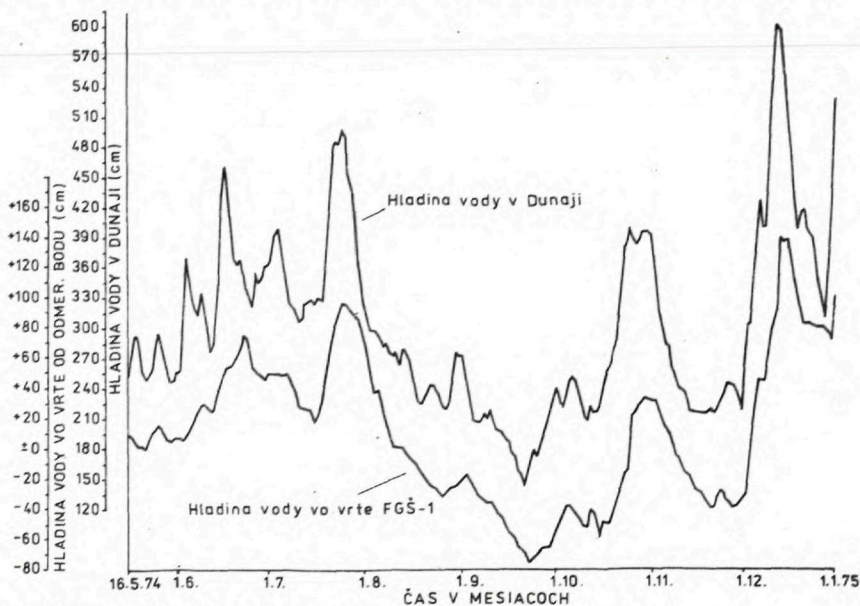
KM — kavnometria, Reo — reometria, SPg — meranie prirodzených potenciálov.



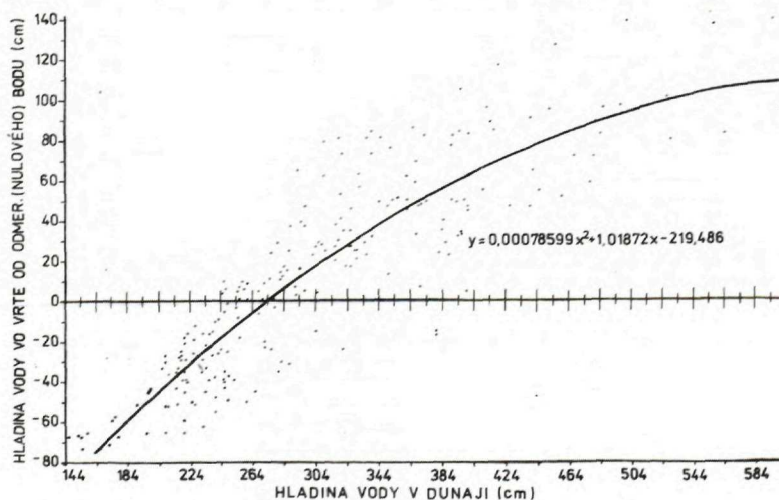
Obr. 4 Profil výskumného geotermálneho vrtu FGŠ-1 v Štúrove

Vzťah teriem k Dunaju

Z rozboru štruktúrnych podmienok výskytu teriem vyplýva, že sú drénované Dunajom, resp. že prirodzené pramene vyvierajú do Dunaja. Nepriamym dôkazom toho je vzťah medzi hladinou vody Dunaja a hladinou termálnej vody vo vrte FGŠ-1



Obr. 5 Vzájomná závislosť hladín vody v Dunaji a vo vrte FGŠ-1 v Štúrove



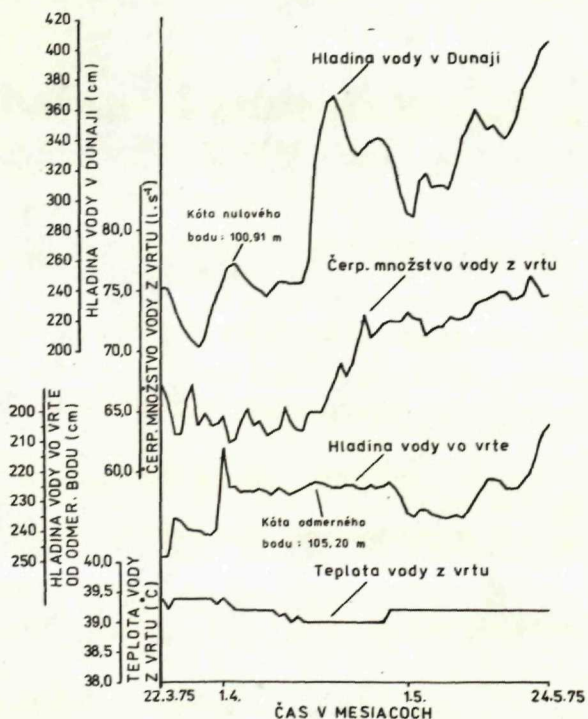
Obr. 6 Korelačný vzťah hladín vody v Dunaji a vo vrte FGŠ-1 v Štúrove

(obr. 5). Hladina vo vrte, podobne ako hladina Dunaja, bola pozorovaná denne v čase od 16.5.1974 do 1.1.1975 (pre nedostatok výkonných čerpadiel sa nemohla hneď po zabudovaní vrtu realizovať čerpacia skúška). Závislosť medzi kolísaním hladiny vody v Dunaji a hladinou vody vo vrte FGŠ-1 predstavuje nelineárnu pozitívnu koreláciu. To znamená, že stúpanie hladiny vody v Dunaji spôsobuje stúpanie hladiny vody vo vrte FGŠ-1 a naopak. Závislosť je znázornená na obr. 6. Je vyjadrená rovnicou $Y=0,00078599x^2+1,01872x-219,486$. Index korelácie, ktorý charakterizuje tesnosť uvedenej závislosti, má hodnotu 0,805.

Využitelné množstvo termálnej vody

Ako z predchádzajúceho vidno, hladina vody vo vrte (a tým aj jeho výdatnosť; viď ďalej) je závislá na stave hladiny Dunaja. Čím je stav hladiny vody v Dunaji vyšší, tým vyšší je aj stav hladiny vody vo vrte, čo sa odráža v jeho väčšej výdatnosti (zvýšený hydrostatický tlak vodného stĺpca Dunaja zatláča vývery termálnej vody v jeho koryte).

V prirodzenom stave, pokiaľ voda nie je čerpaná z vrtu, drénuje Dunaj zvodnený zlom, čomu nasvedčuje vyššia piezometrická výška hladiny vody vo vrte (107,2 m n.m.) než v Dunaji (103,61 m n.m.) pri navrtaní. Z toho vyplýva, že zo zvodneného

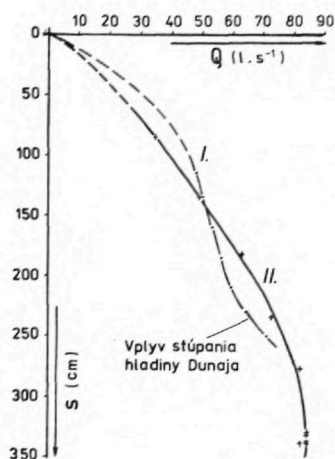


Obr. 7 Priebeh čerpacej skúšky na vrte FGŠ-1 v Štúrove

zlomu teoreticky možno vrtom zachytenú vodu čerpať v takom množstve, v akom ho drénuje Dunaj, alebo toľko, aby nevzniklo prúdenie z Dunaja smerom k vrtu. Toto prúdenie by sa prejavilo hlavne poklesom teploty termálnej vody. Prakticky by sa to dalo vysledovať len pri dlhodobom čerpaní vody pri nižšej kóte jej hladiny než by bola kóta hladiny Dunaja.

Čerpacou skúškou (obr. 7) bolo maximálne overené množstvo vody $76,5 \text{ l.s}^{-1}$. Toto množstvo sa čerpalo pri znížení hladiny vody vo vrte na kóte 103 m n.m. (o 220 cm) a pri hladine Dunaja na kóte 104,71 m n.m. (380 cm). Na základe výsledkov čerpacej skúšky, konanej pri stave hladiny Dunaja nižšej než je priemerný stav (105 m n.m., denný priemer za roky 1969—1979; N. Škodová 1980 — písomné oznámenie) a krivky výdatnosti (obr. 8) zistenej pri kóte hladiny Dunaja 105,06 m (4,15 m), doporučujeme z vrtu odoberať 70 l.s^{-1} vody.

Uvádzame, že po výstavbe vodných diel na Dunaji sa hladina termálnej vody vo vrte FGŠ-1, a tým aj jeho výdatnosť, ešte zvýši, lebo hydrostatická hladina zdrže Nagymaros bude 107,83 m n.m. (Hydroconsult — Viziterv 1977).

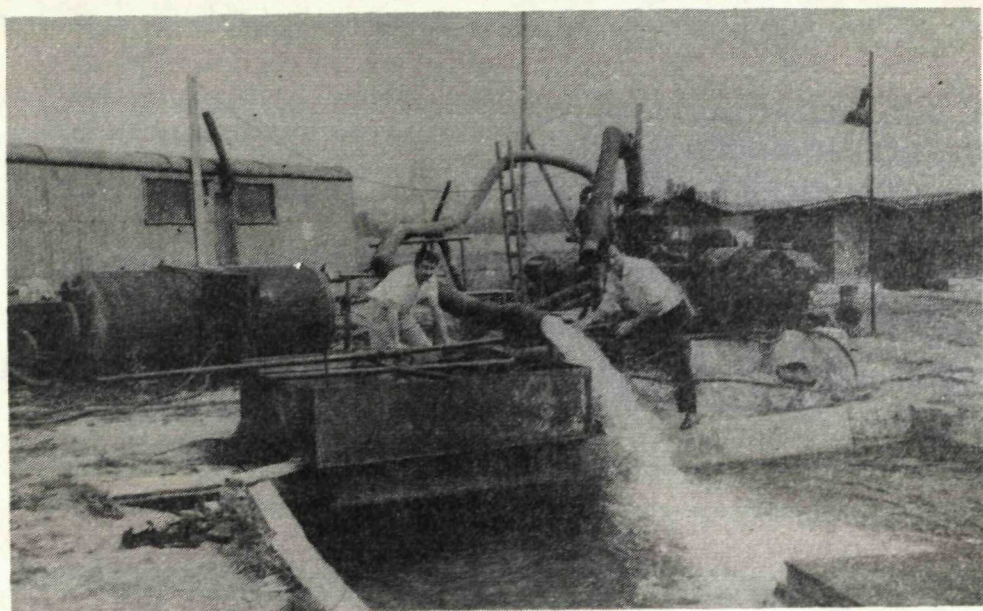


Obr. 8 Krivky výdatnosti vrtu FGŠ-1 v Štúrove (pri nízkom a vysokom stave hladiny Dunaja).

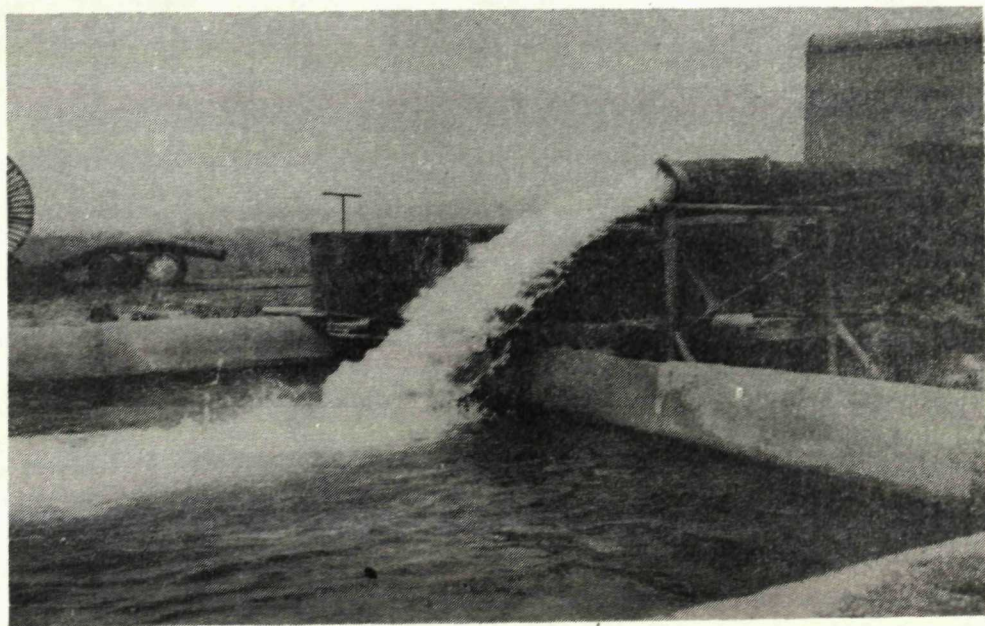
Krivka I — hladina Dunaja takmer ustálená, jej stav v období 27.2.1975 — 6.3.1975 sa pohyboval v rozmedzí 175—180 cm. Krivka II — hladina Dunaja má stúpajúcu tendenciu, stav dňa 25.5.1975 bol 413—419 cm. (Q — čerpané množstvo vody z vrtu, s — zníženie hladiny vody vo vrte).

Využitie termálnej vody

Termálna voda v Štúrove zachytená vrtom FGŠ-1 predstavuje geotermálny zdroj, ktorého energetický potenciál možno široko využiť. Hoci teplota vody (40°C) je na hranici jej využitia pre priame vykurovanie, je k dispozícii veľká výdatnosť zdroja (70 l.s^{-1}), za pomoci ktorej možno získať značné množstvo geotermálnej energie. Pritom ide o vodu bez inkrušťačných a korozívnych vlastností, s veľmi nízkou mineralizáciou ($0,72 \text{ g.l}^{-1}$).



Obr. 9 Výskumný geotermálny vrt FGŠ-1 v Štúrove (vrt počas čerpacej skúšky)



Obr. 10 Výskumný geotermálny vrt FGŠ-1 v Štúrove (z vrtu čerpané $75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody teplej $39,2^\circ \text{C}$)

Tepelný výkon termálnej vody v množstve 70 l.s^{-1} pri znížení teploty na 20°C predstavuje 5,8 MW (tab. 3).

Tepelný výkon termálnej vody z vrtu FGŠ-1 v Štúrove

Tab. 3

Výdatnosť vrtu	Teplota vody	Tepelný výkon vody pri znížení teploty do 20°C	Mineralizácia vody	Chemický typ vody
Q	T	$P_v = Q \cdot T$	M	viac ako 10 mval % iónov
(l.s^{-1})	($^\circ\text{C}$)	(MW)	(g.l^{-1})	
70	40	5,8	0,72	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄

Ekonomika využívania zdroja termálnej vody závisí od komplexného návrhu, ktorý musí riešiť jej využívanie vo viacerých spotrebiskách a rôznymi technologickými zariadeniami. Termálnu vodu teplú 40°C možno po energetickej stránke v podstate využívať tromi základnými spôsobmi (J. Uhliarik 1977):

- na priame temperovanie,
- na predhrievanie vody v protiprúdových výmenníkoch, kde možno studenú vodu zohrievať až na 35°C ,
- ako zdroj tepelnej energie pre vykurovanie objektov termočerpadlami.

Posledná alternatíva je v prípade Štúrova zvlášť výhodná pre veľkú výdatnosť zdroja a vhodnú teplotu vody.

Pri využívaní termálnej vody (70 l.s^{-1}) na predhrievanie úžitkovej vody pre priemysel alebo bytovú výstavbu možno podľa výsledkov skúšok s obdobným ohrevom zohriať studenú vodu 12°C na 35°C v množstve $43,8 \text{ m}^3 \cdot \text{hod}^{-1}$ (cca 12 l.s^{-1}).

Pri využívaní tepelnej energie termálnej vody (70 l.s^{-1}) termočerpadlami sa odoberá zo zdroja teplo, v dôsledku toho sa teplota vody zníži o $10\text{--}15^\circ\text{C}$. To znamená, že bude k dispozícii 3,6 MW.

Koeficient účinnosti tepelných čerpadiel kolíše v hodnotách 4—13 (J. Uhliarik 1977). Pri jeho strednej hodnote možno pre vykurovanie objektov získať 32,9 MW (tab. 4).

Tepelný výkon termálnej vody z vrtu FGŠ-1 v Štúrove pri jej využití termočerpadlami

Tab. 4

Výdatnosť vrtu	Teplota vody	Tepelný výkon vody pri znížení teploty o $10\text{--}15^\circ\text{C}$	Koeficient účinnosti termočerpadiel	Tepelný výkon získaný termočerpadlami
Q	T	$P_v = Q \cdot T$	E	$P_t = P_v \cdot E$
(l.s^{-1})	($^\circ\text{C}$)	(MW)	(—)	(MW)
70	40	3,6	9	32,9

Vodu so zvyškovou teplotou $25\text{--}30^\circ\text{C}$ možno využívať na rekreačné ciele priamo (teraz sa ochladzuje miešaním so studenou vodou).

Spôsob využívania tepelnej energie tohto zdroja termálnej vody pre energetické a iné ciele musí byť vypracovaný konkrétne pre celoročnú potrebu.

V súčasnosti sa totiž na báze termálnej vody buduje len rekreačno-kúpaliskový areál „VADAŠ“ s investičným nákladom 165 mil. Kčs. Termálna voda sa od r. 1978 využíva v postupne budovaných bazénoch. V r. 1980 už slúžili širokej verejnosti štyri otvorené bazény. Š ohľadom na kvalitu vody, rozsiahly investičný zámer a veľmi pekné prírodné prostredie (Dunaj s vodným dielom, Ostrihomská katedrála, Belianske a Kováčovské kopce, pohorie Gerece) možno uviesť, že tu bude jeden z najkrajších areálov nielen oblastného ale aj celoslovenského významu.

Záver

Vrt FGŠ-1 v Štúrove je prvým výskumným geotermálnym vrtom, ktorý bol realizovaný v rámci štátnej úlohy „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla a geotermálnych zdrojov Západných Karpát (SSR)“. So zreteľom na jeho veľkú výdatnosť (70 l.s^{-1}), vhodnú teplotu vody (40°C), jej bezinkrustačné a nekorozívne vlastnosti a veľmi nízku mineralizáciu ($0,72 \text{ g.l}^{-1}$), predstavuje významný zdroj geotermálnej energie.

Termálna voda v množstve $86,0 \text{ l.s}^{-1}$ bola navŕtaná v hĺbke 72–87 m, a to na zlome na rozhraní paleogénnych pieskovcov a triasových dolomitov a vápencov. Menší prítok v množstve $5,0 \text{ l.s}^{-1}$ bol zistený ešte v triasových karbonátoch v hĺbke 126,5–128,0 m. Sumárna výdatnosť vrtu predstavovala 91 l.s^{-1} (obr. 3, 4).

Teplota vody z oboch úsekov bola 40°C . Ide o vodu typu $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$ s mineralizáciou $0,72 \text{ g.l}^{-1}$ (tab. 1, 2). Je to voda atmosferického pôvodu s karbonátovo-sulfátogénnou genézou jej chemického zloženia.

Termálna voda sa viaže na triasové karbonáty Maďarského stredohoria, ktoré sú v Podunajskej panve rozšírené v tzv. komárňanskej okrajovej kryhe. Vody sú navŕtané v tzv. vysokej kryhe Štúrovo—Nána (obr. 1, 2).

Hladina vody vo vrte, a tým aj jeho výdatnosť, je závislá na hladine vody Dunaja (obr. 5). Závislosť predstavuje nelineárnu pozitívnu koreláciu s rovnicou $y=0,00078599x^2+1,01872x-219,486$ (obr. 6). Index korelácie má hodnotu 0,805.

Na základe výsledkov čerpacej skúšky (obr. 7) a kriviek výdatnosti (obr. 8) sa doporučuje odoberať z vrtu 70 l.s^{-1} vody.

Tepelný výkon 70 l.s^{-1} vody teplej 40°C pri znížení jej teploty na 20°C je 5,8 MW (tab. 3). Pomocou termočerpadiel možno získať až 32,9 MW tepelnej energie pre vykurovanie obytných, spoločenských a iných priestorov (tab. 4).

Na báze termálnej vody sa buduje rekreačno-kúpaliskový areál s investičným zámerom 165 mil. Kčs. Termálna voda sa od r. 1978 využíva v postupne budovaných bazénoch. V r. 1980 už slúžili širokej verejnosti štyri otvorené bazény.

Do tlače odporučil M. Račický.

Literatúra

- ALFÖLDI, L. 1973: A Budapesti hévizek és a Gerecse-aljai barnaszénbányászat vízföldtani kapcsolatainak kérdései. Bányászati és Kohászati Lapok — Bányászat 106, 12., Budapest, 851—843.
- BIELY, A. 1979: Geológia širokého okolia (in REMŠÍK, A. et al. 1979): Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGKr-1 v Kravanoch n/Dunajom. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-21.
- BODIŠ, D.—GAZDA, S. 1979: Hydrogeochemické pomery komárňanskej vysokej kryhy a prifahlých tektonických jednotiek (in REMŠÍK, A.—FRANKO, O. a kol. 1979): Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—14.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR Díl II Západní Karpaty, 2. ČSAV, Praha, 7—651.
- ČEPEK, L. 1938: Tektonika komárňanske kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sborník St. geol. Ústavu, XII, Praha, 33—64.
- FRANKO, O. 1975a: Súčasný stav výskumu zdrojov geotermálnej energie v Slovenskej socialistickej republike. Geologický Průzkum, XVII, 11, Praha, 321—325.
- FRANKO, O. 1975b: Rozdelenie a klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd. Geologické Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179—189.
- FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.
- HANÁČEK, J. 1979: Geologické pomery juhovýchodnej časti Podunajskej panvy — mezozoikum (in REMŠÍK, A.—FRANKO, O. a kol. 1979): Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—18.
- HLADÍKOVÁ, J.—MICHALÍČEK, M.—PROCHÁZKOVÁ, V.—ŠMEJKAL, V. 1979: Ke geochemii hlubinných a minerálnych vod a rozpustených plynů Českého masívu a Západních Karpat. V tlači.
- HYDROCONZULT—VIZITERV, 1977: Sústava nových diel Gabčíkovo-Nagymaros. Spoločný zmluvný projekt. Rukopis, archív VVIP, Bratislava.
- HYNIE, O. 1933: Geologický posudek o výronu artézské termální vody v Párkáni. Geofond, Bratislava.
- MAHEL, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Št. geol. Ústavu, 27, Bratislava, 3—84.
- MUCHA, I. 1976: Výskum kolektorov termálnych vôd čerpacími skúškami. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—203.
- REMŠÍK, A.—FRANKO, O. a kol. 1979: Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—103.
- UHLIARIK, J. 1977: Využívanie tepelnej energie liečivých termálnych vôd v kúpeľoch na Slovensku. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR“. SVTS, Bratislava, 131—140.
- VÉGH—NEUBRANDT, E.—ORAVECZ, J. 1961: Formations triasiques supérieures des montagnes Gerecse et Vértes (Transdanubie). Annales instituti geologici publici Hungarici, Vol. XLIX, fasc. 3, Budapest, 381—385.
- ZBOŘIL, L. a kol. 1979: Komárňanská vysoká kryha — štruktúrna schéma reliéfu predkriedového podložia 1 : 50 000 (in REMŠÍK, A.—FRANKO, O. a kol. 1979): Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1—103.

Significant source of geothermal energy in Štúrovo

Summary

The borehole FGŠ-1 in Štúrovo is the first exploratory geothermal borehole realized within the state task „Basical research of spatial distribution of earth heat and of geothermal resources of the West Carpathians (SSR)“. It is a significant source of geothermal energy for its high discharge (70 l.s^{-1}), favourable water temperature (40°C), the incrustationless and noncorrosive properties, and low T. D. S. ($0,72 \text{ g.l}^{-1}$) of water.

Thermal water with the discharge of $86,0 \text{ l.s}^{-1}$ was encountered at the depth of 72–87 m, on the fault along the contact between Paleogene sandstones and Triassic dolomites and limestones. A lesser afflux of $5,0 \text{ l.s}^{-1}$ was also in Triassic carbonates at the depth of 126,5–128,0 m. The total discharge of the borehole was 91 l.s^{-1} (Fig. 3, 4). Water temperature in both segments was 40°C . It was the Ca-Mg-HCO₃-SO₄ type of water with T.D.S. $0,72 \text{ g.l}^{-1}$ (Table 1, 2). It was water of atmospheric origin with carbonate-sulphatogenic chemical composition.

The thermal water is associated with Triassic carbonates of the Transdanubian Central Mountains. In the Danubian basin the carbonates are in the so-called Komárno marginal block. The thermal water was encountered in the so-called Štúrovo-Nána elevated block (Fig. 1, 2).

The water level in the borehole and the discharge depend upon the level of the Danube river (Fig. 5). It is a non-linear positive correlation with the equation $y = 0,00078599x^2 + 1,01872x - 219,486$ (Fig. 6). The correlation index is 0,805.

Basing on the results of the pumping test (Fig. 7) and discharge curves (Fig. 8) we recommend to take 70 l.s^{-1} of water from the borehole.

The heat power 70 l.s^{-1} of water 40°C warm with its temperature decreased to 20°C is 5,8 MW (Table 3). By means of thermopumps we may obtain up to 32,9 MW of thermal energy for heating civil, social and other space (Table 4).

On the basis of thermal water the recreation — swimming area is constructed with planned investment of 165 mil. Kčs. Since 1978 the thermal water has gradually been exploited in the swimming pools constructed. In 1980 there were already 4 swimming pools open to the public.

Explanations of text-figures

Fig. 1. Geological map of the vicinity of Štúrovo (according to J. Seneš 1963, modified by D. Vass 1979)

1—Dacian-variegated series: variegated clays with gravels and sands; 2—Egerian: sands, sandy marls containing fresh-water, brackish to shallow-water fauna; 3—Egerian: sandy marls with sands and gravels at the base; 4—Rupelian: foraminiferal marls with sandstones and coal-bearing beds at the base; 5—stratigraphical boundary; 6—faults; 7—hydrogeological profile line; 8—exploratory geothermal borehole (marking, discharge in l.s^{-1} ; water temperature in $^\circ\text{C}$); 9—bore holes with thermal water (discharge in l.s^{-1}); water temperature in $^\circ\text{C}$); 10—exploratory geological borehole.

Fig. 2. Schematical hydrogeological cross-section „borehole FGŠ-1 — Š-1“ in the area of Štúrovo 1—1'

Geology

1—Paleogene: alternation of claystones and sandstones or of siltstones and sandstones; 2—Triassic: limestones and dolomites; 3—faults; 4—exploratory geological borehole.

Hydrogeology

- 1—the bed sequence undivided — isolator of ground waters (permeable along faults);
- 2—collectors of thermal waters, karst-fissure and/or fissure permeability, very high permeability (the Štúrovo-Nána elevated block) — $T > 1,10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, or $q > 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, and high permeability (the Štúrovo downthrown blocks, the Kamenica n/H interblock), $T = 1,10^{-3} - 1,10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, or $q = 1,0 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$; water of the Ca-Mg-HCO₃-SO₄ type (the Štúrovo-Nána elevated block), and Ca-Mg-HCO₃-type (the Štúrovo down thrown blocks), the Kamenica on H. interblock, with approximate T.D.S. $0,7 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$;
- 5—the flowing course of thermal water;
- 6—exploratory geothermal borehole with marked perforated segment (91 — discharge of free outflow after drilling in $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$; 39 — surficial temperature of water in °C, 107,2 — static water table after drilling in meters above sea level, 105,2 — altitude of bore hole mouth in meters above sea level).

Fig. 3. Log measurements in the bore hole FGŠ-1 in Štúrovo (KM, Reo — 24.1.1974 — IGHP Žilina; SPg — 6.4.1973 — G. P. Spišská Nová Ves). KM — cavernometry; Reo=reometry; Spg=measurements of natural potentials.

Fig. 4. Profile of exploratory geothermal bore hole FGŠ-1 in Štúrovo

Fig. 5. Mutual relationship of water levels in the Danube r. and in the bore hole FGŠ-1 in Štúrovo

Fig. 6. Correlation of water levels in the Danube r. and in the bore hole FGŠ-1 in Štúrovo

Fig. 7. The course of the pumping test in the bore hole FGŠ-1 in Štúrovo

Fig. 8. Discharge curves of the bore hole FGŠ-1 in Štúrovo (at the low and high water levels of the Danube r.)

Curve I — almost stable water level; in the interval between 27 Febr. 1975 and 6. March 1975 the water level fluctuated from 175 to 180 cm. Curve II — the water level of the Danube r. showed rising tendency; on 25 May 1975 its state was 413—419 cm. (Q =the amount of water pumped from the borehole, s =drawdown of water level in the borehole).

Fig. 9 Exploratory geothermal bore hole FGŠ-1 in Štúrovo (in the course of pumping test)

Fig. 10 Exploratory geothermal bore hole FGŠ-1 in Štúrovo ($75 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, water temperature $39,2^\circ \text{C}$)

Translation: E. Jassingerová.



Ondrej Franko—Dionýz Vass

Výskyt a pôvod CO₂ vo vrte FV-1 Blhovce (juhoslovenská panva)

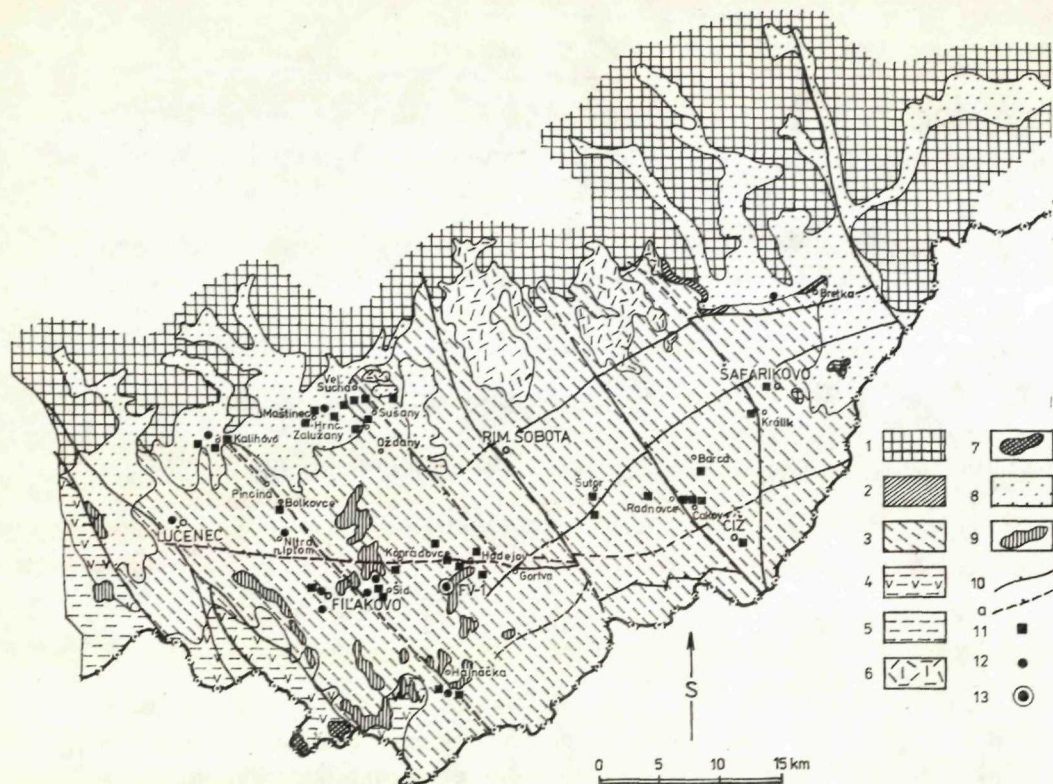
2 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. The authors discuss the presence of CO₂ in the borehole FV-1 Blhovce in the Cerová vrchovina (highlands). The computed gas pressure on the mouth of well is 4,5 MPa and daily production is 270 000 m³. The volume % is 99,13. CO₂ is accumulated in Rupelian basal clastics resting on a crystalline basement.

Úvod

Pri hĺbení vrtu FV-1 Blhovce (O. Franko—D. Vass 1976, D. Vass—Š. Bajanič et al. 1978) v juhoslovenskej panve (Cerová vrchovina; obr. 1), došlo v hĺbke 1083 m k havárii. V sonde ostalo náradie Ø 112 mm, ktoré bolo obvrtané náradím Ø 127 mm so 6 m dlhou jadrovnicou. Toto náradie sa zablokovalo a vznikla ďalšia havária. Nakoľko sa nepodarilo vrtné tyče uvoľniť odstrelmi v hĺbke 1068,5, 1067, 1062, 1053 m, boli odstrelené v hĺbke 887,3 m a vytiahnuté z vrtu. Zvyšok tyčí a náradie bol zachytený ľavotyčovými rúrami a zvonom Ø 60 mm a ťahaný z vrtu. Keď bola vyťahovaná jadrovnica v hĺbke cca 165 m, začal z vrtu vytekať výplach a potom striekať až nad vežu súpravy. K erupcii došlo 3.10.1975. Po zlikvidovaní erupcie sa pokračovalo vo vŕtaní až do konečnej hĺbky 2001 m. Pri vŕtaní sa používal výplach o hustote 1,15—1,28 · 10³ kg · m⁻³. Pri hustote 1,15 · 10³ kg · m⁻³ bol výplach už silne preplynený a pri 1,28 · 10³ kg · m⁻³ sa stratil. Príčinou erupcie mohli byť tlakové nárazy a depresie pri strieľaní vrtných tyčí, piestový účinok pri ťahaní havarovaného náradia a preplynenie výplachu pri dlhších prestávkach v cirkulácii počas inštrumentačných prác (V. Mjartan 1978).

V čase erupcie nebolo jasné, v ktorej hĺbke a z čoho nastal prírón CO₂ do vrtu. Z termometrického merania (obr. 2), vykonaného po skončení vŕtania v hĺbke 1040—1070 m (kfudová doba 26 hodín) 18.11.1976, vidieť jediný výrazný pokles

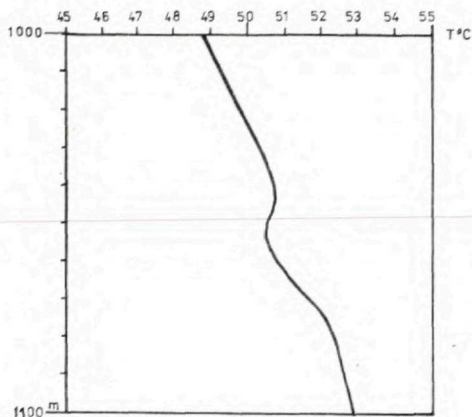


Obr. 1 Pozícia vrtu FV-1 Blhovce vo vzťahu k uhľičitým vodám vo v. časti juhoslovenskej panvy

- 1 — jednotky gemerika a veporika nečlenené;
- 2 — eger: zlepence, organodetritické a organogénne vápence, pieskovce (bazálne a okrajové vrstvy);
- 3 — eger: vápnité prachy (šlír) so sporadickými lavicami pieskovca;
- 4 — egenburg, otnang, karpát; detto ako 5 s polohami vulkanoklastík;
- 5 — egenburg, otnang, karpát: vápnité prachy (šlír), íly, pestré íly, štrky, piesky s uhoľnými slojmi;
- 6 — báden až sarmat: andezitové vulkanoklastiká;
- 7 — sarmat: intruzívno-extruzívne andezitové telesá;
- 8 — dáč: pestré íly, štrky a piesky;
- 9 — ruman až pleistocén: bazalty a bazaltové tufy;
- 10 — zlomy zistené — a) zlomy predpokladané;
- 11 — pramene s uhľičitou vodou;
- 12 — vrty s uhľičitou vodou;
- 13 — vrty so suchým CO_2 .

teploty (z 50,7 na 50,4 °C; E. Mazanec 1978). V tejto hĺbke sú v úseku 1057,20—1058,20 m bazálne klastiká rupelu (brekcie a zlepence). Môžeme preto predpokladať, že je v nich akumulovaný CO_2 .

Obr. 2 Termogram z vrtu FV-1 Blhovce (doba kľudová: 26 hod.; dátum merania: 18.11.1976)



Kvalitatívno-kvantitatívne parametre CO₂

Analýzy plynu, ktoré vykonal Ústredný ústav geologický, Brno (v októbri 1975) a HBZS, Prievidza (v marci 1976) sú uvedené v tab. 1.

Ako vidieť z tab. 1, ide o mimoriadne čistý CO₂, dosahujúci až 99,13 obj. %. Plyn je čistejší než CO₂ ťažený na ložisku Mihály v Répcelaku v MLR (O. Vojta et al. 1966), kde dosahuje len 93 obj. % (tab. 1).

Rozbor plynu

Tabuľka 1

Lokalita	Dátum analýzy	obj. %							
		Ar	He	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	H ₂ S
FV-1 Blhovce	12. 10. 1975	pod	0,0031	0,0040	0,0035	0,10	0,64	99,13	—
FV-1 Blhovce	13. 10. 1975	0,0050	0,0031	0,0040	0,0036	0,19	0,64	99,13	—
FV-1 Blhovce	16. 3. 1976	—	—	—	—	—	—	100 ¹⁾	0,014 ²⁾
Mihály	—	0,56	—	—	—	1,50	1,91	93,00	—

¹⁾ Stanovené orzátovým prístrojom

²⁾ Stanovené detekčnou trubicou H₂S, typ 0.01

O tom, že ide o najkvalitnejší CO₂ u nás, svedčí zloženie plynu zo známeho ložiska v Sereďi a lokalít Kecerovské Pekľany a Kolčovo (tab. 2).

Nakoľko išlo o geologický vrt, nebolo možné z neho získať presnejšie kvantitatívne údaje. No i tie, ktoré sme získali, sú zaujímavé. Pri prekročení tlaku plynu na ústí vrtu o hodnote 3 MPa začal unikať plyn okolo pažníc (cez závit; nedostatočná tlaková plášťová cementácia?). Vypočítaný tlak plynu má hodnotu 4,5 MPa; produkcia plynu má hodnotu 270 000 m³/deň (V. Mjartan 1978).

Vrt	Otvorený interval od — do m	obj. %							
		CO ₂	N ₂	H ₂	O ₂	Ar	CH ₄	Uhľo- vodíky	Vyššie uhľovodíky
Sereď-3	960— 990	61,0	11,6	—	—	—	24,3	—	3,1
Sereď-5	1005—1020	89,9	7,0	—	—	—	4,9	—	stopy
Sereď-7	1053—1056	72,0	19,0	—	—	—	8,5	—	0,5
	1013—1029	52,1	28,8	—	—	—	18,3	—	0,8
Sereď-8	1051—1059	78,6	15,3	—	—	—	6,1	—	stopy
	1035—1045	87,0	9,2	—	—	—	3,0	—	0,1
	1020—1021,5	88,3	7,5	—	—	—	4,2	—	stopy
	1000—1005	88,0	2,3	—	—	—	9,7	—	stopy
	975— 989	88,9	6,9	—	—	—	4,2	—	stopy
Kecеровské Pekfany-1	2490—2565	98,8	1,1	0,1	—	—	—	—	—
	2168—2205	84,6	11,9	0,1	0,2	—	—	3,2	—
	2168—2237	81,4	14,3	st.	0,6	—	—	3,7	—
Kolčovo-1	1925—1945	97,8	2,0	—	—	0,001	—	0,2	—

Geologický profil vrtu

Vrt FV-1 prevrtal celý terciér a prenikol do jeho podložia. V profile vrtu kvartér tvoria deluviálne hlinité sedimenty s čadičovou sutinou, hrubé 6,5 m. Vrchnú časť terciéru tvorí súvrstvie pieskovcov s glaukonitom (od 6,5 do 106,5 m) — vrchný eger alebo egenburg. Hlbšie leží súvrstvie vápnitých prachovcov (od 106,5 do 810,8 m) egerského veku. Súvrstvie je veľmi jednotvárne. Sú v ňom nepravidelné piesčité laminy predurčujúce bridličnatý rozpad horniny, čo jej dáva charakter šlíru. Spodnú časť terciéru tvorí súvrstvie s rytmičným striedaním rozpadavých a pevnejších vápenatých prachovcov (od 810,8 do 1057,2 m). Celé súvrstvie, alebo aspoň jeho prevažná časť, zodpovedá rupelu. Bazálnu časť terciéru tvoria klastiká hrubé 1 m, tvorené ostrohranným materiálom bezprostredného podložia (D. Vass in D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978). Klastické sedimenty na báze rupelu majú i napriek malej hrúbke veľké laterálne rozšírenie. Boli zistené v každom vrte, ktorý prenikol do predterciérneho podložia a prevrtal rupel (vrt: C-2, DV-1, R-5, EUP-1, EUP-2, RK-2, PR-22, PR-23). Domnievame sa, že bazálna poloha klastík rôznej hrúbky podstieľa rupel všade, kde je vyvinutý. Tam kde rupel chýba a na predterciérnom podloží leží eger sú na jeho báze tiež vyvinuté klastiká. Na okraji panvy na mnohých miestach vychádzajú na povrch a boli zistené tiež vo vrtoch (napr. vo vrte C-1 pri Čakove, ale aj v iných hĺbených na šafárikovsko-čakovskej elevácii, resp. pri okraji panvy). Predpokladáme, že bazálne klastiká egeru podstieľajúce výplň kotlín na

severe sa laterálne prepájajú s bazálnymi klastikami rupelu, ktoré podstielajú výplň kotlín južnejšie a tvoria jednotný hydrogeologický horizont.

Predterciérne podložie tvoria metasedimenty kremité, kremitovo-sericitické, sericiticko-grafitické fylity a zelené bridlice — metadiabázy a ich vulkanoklastiká. Vek týchto hornín je na základe palinológie určený ako vrchný a stredný devón (P. Snopková—Š. Bajaník 1979; Š. Bajaník in D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978). Vrt prenikol do hĺbky takmer 1000 m (od 1058,2 do 2001 m), ale vzhľadom na strmý úklon bola skutočná prevrtnaná hĺbka iba okolo 300 m (Š. Bajaník in D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978).

Stavba Cerovej vrchoviny i priľahlých kotlín — Lučenskej a Rimavskej — je bloková. Územie člení tri systémy zlomov. Staršie sú zlomy sv. a vz. smeru, posledné boli znovu aktívne v kvartéri. Podrobne sú preštudované vo v. časti Rimavskej kotliny (D. Vass et al. 1977, 1978, 1979, M. Elečko 1978). Hlavné štruktúrne členenie však vytvárajú zlomy mladšie (podľa analógie s Ipeľskou kotlinou bádenské a pobádenské, v niektorých prípadoch omladené staršie zlomy) sz. systému, ktoré členia územie na rad vysokých a poklesnutých kryh.

Začlenenie výskytu CO₂ medzi uhličitú vodu

Pozíciu výskytu CO₂ posudzujeme vo vzťahu k uhličitým vodám v danej oblasti (O. Franko 1975). Tieto vody sú rozšírené v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine (obr. 1). Vody sa vyskytujú v oblasti Lučenca, Fiľakova, Šidu, Konrádoviec, Hodejova a Hajnáčky. Prevládajú vody typu HCO₃-Ca-Mg, pričom niektoré sú súčasne typu SO₄. Sú to plytké podzemné vody, o čom svedčia veľmi nízke obsahy Cl zložky (1,9—2,8 mval %) a mineralizácia vôd (0,63—1,67 g/l). Vody so zachovanejším soľným obsahom a hlbším obehom sú typu HCO₃-Ca-Na-Mg až HCO₃-Cl-Na s mineralizáciou 1,8—4,0 g/l. Vody Cl-Na typu s mineralizáciou cca 10—20 g/l boli vrtmi zistené v Nitre n/Ipľom a Čakove. Ako vidieť, CO₂ preplyňuje tak plytké podzemné vody, ako aj vody v celom profile terciéru. CO₂ prúdi z kryštalinika (v ňom je tiež akumulovaný) po zlomoch do bazálnych rupelských a egerských klastík, pieskovcov s glaukonitom egenburgu, resp. egeru, pieskov a štrkov dáku (poltárska formácia v s. časti územia) a pieskov a štrkov kvartéru.

Výskyt a vývery uhličitých vôd (O. Franko 1975) sú viazané na mladšie zlomy sz.—jv. smeru, ktoré rozčleňujú predmetnú oblasť na poklesnuté kryhy (D. Vass et al. 1977, 1978, 1979; M. Elečko 1978). V Lučenci sú vody viazané na lučenský zlom, v Hajnáčke, Fiľakove, Nitre n/Ipľom a Boľkovciach na fiľakovský zlom. Tieto línie uhličitých vôd križujú zlom vz. smeru práve v oblasti Lučenca, Fiľakova a Hodejova. Najväčšia koncentrácia výverov minerálnych vôd v oblasti Fiľakova, Šidu, Konrádoviec, Hodejova a Hajnáčky je viazaná na tektonickú kryhu, ktorá je na Z obmedzená fiľakovským a na V hodejovským zlomom. Vrt v Blhovciach sa nachádza práve v strede tejto kryhy, uprostred uvedených výverov uhličitých vôd

v údolí potoka Gortva. O tom, že vrt je situovaný v tektonicky exponovanom mieste (v oblasti zlomového pásma, po ktorom z kryštalinika prúdi CO_2), svedčí hojný výskyt šmykových plôch a drvených pásiem v jeho profile (D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978). Najväčší výskyt šmykových plôch (tektonických zrkadiel) so sklonom $45\text{--}80^\circ$ v šlíre je v hĺbke 887—1053 m. Viaceré drvené pásma, prejavujúce sa tektonickým flom a silicifikáciou sa nachádzajú v podložných fylitoch so sklonom vrstevnatosti $40\text{--}80^\circ$. Tieto pásma sú viazané prevažne na styk odlišných facií. Dôkazom akumulácií CO_2 v kryštaliniku sú výskytu uhličité vŕd priamo v ňom na s. okraji panvy v Málinci, Kokave n/Rimavicou a Rimavskom Brezove.

Pôvod CO_2

V Československu sa výskyt CO_2 všeobecne spája s neovulkanickou činnosťou, pričom sa jeho akumulácie považujú za postvulkanické. CO_2 je prevažne chemického pôvodu (juvenilného s.l. podľa O. Hynieho 1963). Vzniká pri stále prebiehajúcich termometamorfných procesoch, ktoré sú zintenzívnené počas neovulkanickej činnosti. Za hlavný proces vzniku CO_2 sa považuje tepelný rozklad karbonátov a bakteriálny rozklad organických látok hornín (B. W. Beebe—N.F. Curtis 1968). U nás prichádza do úvahy viac-menej prvý proces, pričom nemusí ísť len o rozklad vápencov, resp. dolomitov, ale aj o rozklad karbonátovej zložky v horninách. Mnohé laboratórne experimentálne práce však dokazujú, že všetky kryštalické a sedimentárne horniny ohrievané do 850°C , uvoľňujú tie isté plyny (CO_2 , CO , H_2 , CH_4 , N_2). Pri teplote asi 400°C sa začína uvoľňovať CO_2 , H_2 a potom CO .

I. Cornides — A. Kecskés (1971) na základe zistených hodnôt izotopu δ (^{13}C) v uhličitých minerálnych vodách južného Slovenska a severného Maďarska prišli k záveru, že CO_2 pochádza z karbonátových hornín. Uvádzajú, že pri jeho vzniku nepriamo pôsobili postvulkanické deje nie vo forme juvenilných plynov (podľa O. Hynieho 1963 sú tým myslené juvenilné plyny s.s.), ale hlavne termickými účinkami. V uhličitých vodách Filakova, Šídu, Konrádoviec a Hodejova sa hodnoty δ (^{13}C) pohybujú v rozmedzí $-9,3$ až $-11,6$. V oblasti od Santovky až po Hodejov sa tieto hodnoty pohybujú v rozmedzí $-4,3$ až $-11,6$ a v Nógrádskej uhoľnej panve v rozmedzí $-5,7$ až $-9,1$.

V oblasti Cerovej vrchoviny je predpoklad, že sa karbonáty môžu vyskytovať v gemeridnom paleozoiku a veporidnom mezozoiku.

Teplotné podmienky vzniku hlavných množstiev CO_2 nemožno však posudzovať podľa dnešnej hodnoty geotermického gradientu. Mierou uvoľňovania CO_2 je totiž rozdiel teploty a tlaku s ohľadom na tlak a teplotu ustálenú pred neovulkanickou činnosťou (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Problém je však v tom, že formy a rozsah vulkanizmu v tejto oblasti pravdepodobne nemohli vyvolať regionálny termický rozklad karbonátov. Na základe geofyzikálnych meraní sa totiž nepredpokladá výskyt rozsiahlych vulkanických telies v podpovrchových častiach

panvy (J. Bodnár et al. 1979). Nasvedčuje tomu aj pomerne nízka hodnota geotermického gradientu, zistená na vrte FV-1 do hĺbky 2 km — okolo $35\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, ktorá sa s hĺbkou zmenšuje.

M. Michalíček et al. (1979) izotopicky skúmali spontánny CO_2 uhličitých vôd tak v Západných Karpatoch, ako aj v Českom masíve. Z vnútorných Západných Karpát, kde sú karbonáty mezozoika významne zastúpené, analyzovali 22 vzoriek. Hodnoty δ (^{13}C) sa pohybujú v rozmedzí $-13,5$ až $-1,6$ s priemerom $-6,4$. V ostatných oblastiach boli zistené tieto hodnoty. Vo flyšovom pásme (11 vzoriek) v rozmedzí $-9,6$ až $-2,6$ s priemerom $-4,8$; vo vnútornokarpatskom paleogéne (4 vzorky) v rozmedzí $-3,0$ až $-2,1$ s priemerom $-2,4$; v neogénnych panvách (3 vzorky) v rozmedzí $-7,1$ až $-3,2$ s priemerom $-4,7$. V Českom masíve boli zistené tieto hodnoty: v kryštaliniku (14 vzoriek) v rozmedzí $-9,4$ až $-1,2$ s priemerom $-3,5$ a v paleozoiku (7 vzoriek) v rozmedzí $-10,7$ až $-3,8$ s priemerom $-6,6$.

M. Michalíček et al. (l. c.) konštatujú na základe podobnosti izotopického zloženia uhlíka zo spontánneho CO_2 uhličitých vôd, že CO_2 nemá rozličný pôvod v týchto sústavách.

Z uvedeného vyvodzujú, že sa nedá dokázať, žeby CO_2 v Západných Karpatoch mal svoj pôvod v termometamorfóze karbonátov.

Tieto vývody sú v súlade s názorom O. Franka—L. Meliorisa (1965), ktorí rozhodujúcu úlohu pri vzniku CO_2 pripisujú neovulkanickej činnosti, a nie termickému rozkladu karbonátov.

Z vyššie uvedeného vidno, že zostáva len možnosť zistená laboratórnymi pokusmi — uvoľňovanie CO_2 a ďalších plynov tak z kryštalických, ako aj sedimentárnych hornín pri teplotách $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ a viac. Ide teda o stále prebiehajúce termometamorfné procesy, ktoré sú zintenzívnené v čase vulkanickej činnosti. V súčasnosti podľa V. Čermáka (1974) možno v tejto oblasti očakávať teplotu $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ v hĺbkach okolo 15 km. Teplota $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ sa nachádza už pod Moho-diskontinuitou, ktorá je v hĺbke okolo 30 km.

K. Fricke (1979), ktorý zhrnul hodnoty δ (^{13}C) stanovené z CO_2 minerálnych vôd Európy, v závere svojho príspevku uvádza: „Odhladiť od všetkých názorov a teórií na genézu CO_2 , treba dať prednosť pôvodu z vulkanických procesov“.

Možnosti využitia CO_2

Geologické zdroje CO_2 sa využívajú v Maďarsku. V Répcelaku je ťažobný a spracovateľský závod, ktorý ťaží CO_2 zo štruktúry Mihály. CO_2 je zachytený vrtom Mihályi-5/b v spodnopanónskom pieskovi v hĺbke 1400—1466 m. Pieskovce ležia priamo na kryštalických bridliciach. Ložisko CO_2 sa nachádza v mieste gravitačného maxima. Denná produkcia plynu je 100—200 m^3 . Tlak plynu na ústí vrtu je okolo 7 MPa. Po vyčistení a spracovaní plynu sú produkované 3 modifikácie CO_2 — plyný, kvapalný a tuhý.

Plynný CO_2 sa plní do bombičiek, pomocou ktorých sa v domácnosti vyrábajú osviežujúce nápoje, predovšetkým známa „sóda“. Vzhľadom na ekonomickú výhodnosť a menší objem dávajú konzumenti prednosť bombičkám pred nákupom už hotovej sódy vo fľašiach. Odrazom toho je aj rast dopytu po bombičkách na maďarskom vnútornom trhu a s tým spojená produkcia bombičiek v Répcelaku. V r. 1974 ročná produkcia dosiahla 100 miliónov bombičiek, koncom roka 1975 už 500 miliónov bombičiek. Maďarsko je najväčším producentom bombičiek v prepočte na 1 obyvateľa. Okrem klasických bombičiek s návratným patrónom sa plnia aj nenávratné patróny, určené predovšetkým na export.

Kvapalná a pevná CO_2 má pestrú paletu využitia a dopyt po týchto formách CO_2 na maďarskom trhu stúpa. Využíva sa na plnenie hasiacich prístrojov, zvlášť na prístroje na hasenie požiarov na elektrických zariadeniach. Ďalej sa využíva v zlievárenstve na zabránenie oxidácie kokyl a vo zväračstve pri zváraní tlakových nádob v ochrannnej atmosfére CO_2 . CO_2 takto úspešne nahrádza drahšie plyny používané na podobné účely. V chemickom priemysle na tento plyn využíva napr. pri výrobe niektorých gumárenských výrobkov. Robili sa i pokusy s využitím CO_2 v expanzných turbínach. CO_2 sa s úspechom využíva v poľnohospodárstve. Slúži na urýchľovanie rastu a produkcie v zeleninárstve. Výsledky využívania CO_2 v poľnohospodárstve v Maďarsku hovoria až o 20–40 % vzraste produkcie a 8–12 dňovom urýchlení dozrievania. CO_2 sa používa hlavne pri pestovaní najžiadanejších druhov zeleniny: paprika, paradajky, uhorky, šalát. Technológia používania CO_2 v poľnohospodárstve je dobre rozpracovaná. Ďalšie využitie CO_2 v poľnohospodárstve je na prípravu kŕmnej siláže z rôznych motýľokvetých rastlín. Príprava siláže s použitím CO_2 zaručuje kvalitnejšiu a trvácnejšiu krmovinu.

V potravinárstve sa hojne využíva pevná CO_2 . Jeho chladiaci efekt pri 0° a 1 atm. je 152,7 kcal/kg. Jeho výhodou je, že poskytuje tzv. suchý chlad, ktorý má baktericidný účinok a má veľmi priaznivý vplyv na kvalitu a čerstvosť transportovaného potravinárskeho tovaru; atmosféra presýtená CO_2 v kontajneroch na prípravu ovocia spomaľuje proces prezrievania ovocia. Jeho ďalšou výhodou voči normálnemu ľadu je, že sa úplne vyparí.

V poslednej dobe sa CO_2 používa ako výtlakový plyn pri ťažbe ropy.

Podobne ako u nás (napr. kúpele Sliač), aj v Maďarsku sa CO_2 využíva v terapeutike (kúpele Kapuvár, Budapešť, Szombathely, Hévíz, Győr).

V Juhoslávii sa suchý CO_2 ťaží v panónskom bazéne na lokalite Radenci. Akumulovaný je v bazálnych bádenských klastikách, ktoré ležia na rulách paleozoi-ka. Tlak plynu na ústí vrtu je 4,7 MPa. Ročne sa ťaží 1500 ton. CO_2 sa plní hlavne do veľkých bômb.

Zhrnutie

Na štruktúrnom geologickom vrte FV-1 v Blhovciach bol zistený CO_2 . Predpokladá sa, že je akumulovaný v bazálnych klastikách rupelu v hĺbke 1057,20—1058,20 m (obr. 2). Zistený statický tlak plynu na ústí vrtu mal hodnotu 3 MPa, vypočítaná hodnota tlaku je 4,5 MPa. Zistená produkcia plynu bola 270 000 $\text{m}^3/\text{deň}$.

Zloženie plynu v obj. % je nasledovné: $\text{CO}_2=99,13$; $\text{CH}_4=0,64$; $\text{N}_2=0,19$; $\text{Ar}=0,0050$; $\text{H}_2=0,0040$; $\text{O}_2=0,0036$; $\text{He}=0,0031$. Spomedzi u nás známych ložísk je to najčistejší CO_2 .

Plyn sa vyskytuje v oblasti bohatej na uhličitú vodu, medzi zdrojmi vo Fiľakove, Šíde, Konrádovciach, Hodejove a Hajnáčke. Viazaný je na kryhu, ktorá je na Z obmedzená fiľakovským a na V hodejovským zlomom. Vrt v Blhovciach sa nachádza v strede tejto kryhy (obr. 1).

Z prvotných akumulácií v kryštaliniku je CO_2 privádzaný po zlomoch (poruchových pásmach) do druhotných akumulácií v terciéri a kvartéri. Predpokladáme chemický pôvod CO_2 , ktorý vzniká pri stále prebiehajúcich termometamorfných procesoch, zintenzívnených v čase neovulkanickej činnosti. Hodnoty izotopu δ (^{13}C) z CO_2 v uhličitých vodách nemožno použiť ako dôkaz pôvodu CO_2 z karbonátov. Nenasvedčujú tomu ani geologické pomery danej oblasti. Tieto hodnoty sú podobné nielen hodnotám zo Západných Karpát, ale aj z Českého masívu, takže sa nedá dokázať, že by CO_2 v Západných Karpatoch mal svoj pôvod v termometamorfóze karbonátov.

Na príklade Maďarska a Juhoslávie poukazujeme na možnosti využiť CO_2 pri plnení bombičiek a bômb, v hasiacich prístrojoch, v zlievárenstve, zváračstve, gumárenstve, poľnohospodárstve, potravinárstve, terapeutike a pri vytlačaní ropy.

Záverom možno uviesť, že ide o bohatý zdroj domácej suroviny, ktorú treba podrobnejšie preskúmať a využiť. Bohaté geologické zdroje CO_2 sa u nás zatiaľ dostatočne nevyužívajú, čo je iste na škodu veci.

Do tlače odporučil L. Melioris.

Literatúra

- BEEBE, W. A.—CURTIS, B. F. 1968: Natural gas of Amerika. A symposium Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Oklahoma, 2245—2344.
- BODNÁR, J. et al. 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. Geofond, Bratislava, 1—92.
- CORNIDES, I.—KECSKÉS, Á. 1971: Pôvod kyslíčnika uhličitého v minerálnych vodách južného Slovenska a severného Maďarska podľa izotopu ^{13}C . Geologické Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27—33.
- ČERMÁK, V. 1974: Deep Temperature Distribution alongs a Deep Seismic Sounding Profile across the Carpathians (Model Calculations). Acta Geologica Academiae Hungaricae, Tomus 18, (3—4), Budapest, 295—303.

- ELEČKO, M. 1978: Geologická stavba východnej časti Rimavskej kotliny. Geofond, Bratislava.
- FRANKO, O. 1975: Minerálne vody (in L. Škvarka et al. 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Lučenec-Rimavská Seč). Geofond, Bratislava, 236—253.
- FRANKO, O.—MELIORIS, L. 1965: Problematik der Genese des CO₂ in den Mineralwässern der Westkarpaten. Carpatho-Balkan Geol. Association, VII. Congress, Reports, Part V., Sofia, 23—27.
- FRANKO, O.—VASS, D. 1976: Nálezová správa o výskyte CO₂ vo vrte FV-1 Blhovce. Geofond, Bratislava, 1—21.
- FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.
- FRICKE, K. 1979: 13C/12C — Untersuchungen des CO₂—Gases einer Mofette in Ostwestfalen sowie Vergleiche mit anderen 13C/12C — Daten in Europa. Sonderdruck aus „Der Mineralbrunnen“, Fachzeitschrift der Deutschen Mineralbrunnenindustrie, 1, Bonn, 4—6.
- HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR, Minerální vody, I. vydanie, Vyd. ČSAV, Praha, 1—797.
- MAZANEC, E. 1978: Vyhodnotenie karotážnych meraní vo vrte FV-1. (in D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978), Geofond, Bratislava, 1—3.
- MICHALÍČEK, M.—PROCHÁZKOVÁ, V.—ŠMEJKAL, V.—HLADÍKOVÁ, J. 1979: Zur Geochemie der Tiefen — und Mineralwässer und der gelösten Gase im Böhmischem Massiv und in den Westkarpaten. Referát na konferencii IX. Petrolgeochem 79 v Lipsku, v tlači.
- MJARTAN, V. 1978: Erupcia plynu na vrte FV-1 v Blhovciach a likvidácia erupcie. Technická správa, (in D. Vass—Š. Bajaník et al. 1978), Geofond, Bratislava, 1—8.
- SNOPKOVÁ, P.—BAJANÍK, Š. 1979: Preukázanie devónu (givet-frasn) vo vrte FV-1 Blhovce, Geologické práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—18.
- VASS, D.—ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J. 1977: Geologická mapa a vysvetľujúci text pre ochranný rajón kúpeľov Číž. Geofond, Bratislava, 1—41.
- VASS, D.—ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J.—MELLO, J. 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, listy Veľký Blh, Uzovská Panica, Radnovce. Geofond, Bratislava, 1—115.
- VASS, D.—BAJANÍK, Š. et al. 1978: Záverečná správa o vrte FV-1 (Blhovce). Geofond, Bratislava.
- VASS, D.—ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, listy Rimavská Sobota a Ožďany. Geofond, Bratislava,
- VOJTA, O. et al. 1966: Studie o úpravě zemních plynů s vysokým obsahem kyslíčniku uhličitého. Manuskript, ÚGI Brno, 1—26.

Ondrej Franko — Dionýz Vass

Presence and Origin of CO₂ in borehole FV-1 Blhovce (South-Slovakian Basin)

Summary

CO₂ was found in the structural geological borehole FV-1 in Blhovce. It is presumed to have accumulated in Rupelian basal clastics in the depth of 1057,20—1058,20 m (Fig. 2). The value of static pressure found on the mouth of well was 3 MPa, the computed value is 4,5 MPa. Gas production found was 270 000 m³/day. The gas composition (in volume %) is as follows: CO₂=99,13; CH₄=0,64, N₂=0,19; A₅=0,0050; H₂=0,0040; O₂=0,0036; He=0,0031. It is the purest CO₂ among all deposits known in our country.

The gas occurs in an area rich in carbon dioxide waters, among the sources in Fíľakovo, Šíd,

Konrádovce, Hodejovo and Hajnáčka. The gas is restricted to a block confined by the Filakovo fault on the west and by the Hodejov block on the east. The borehole FV-1 Blhovce is in the middle of the block (Fig. 1)

The CO₂ passes through the faults (fault zones) from primary accumulations into the secondary accumulations in the Tertiary and the Quaternary formations. Its origin is presumably chemical i. e. in continuous thermometamorphic processes intensified in the time of neovolcanic activity. The values of the isotope δ (13C) from CO₂ in carbon dioxide waters cannot be regarded a proof of the CO₂ originating in carbonates. The same concerns geological conditions in the respective area. The values resemble those from the West Carpathians as well as from the Bohemian Massif, so there is no proof about the origin of CO₂ of the West Carpathians from thermometamorphosis of carbonates.

Possible utilization of CO₂ in bomb filling, for extinguishers, in casting, welding, gum production, agriculture, food industry, therapeutics and delivery of petroleum.

It may be said that CO₂ is a significant raw material to be examined and utilized more thoroughly. Rich geological sources of CO₂ are still unexploited in our country.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Position of borehole FV-1 Blhovce in relation to carbon dioxide waters

- 1 — Units of Gemicum and Veporicum undivided;
- 2 — Egerian: conglomerates, organodetrital and organogenic limestones, sandstones (Basal and marginal beds);
- 3 — Egerian: calcareous silts (schliers) including sandstone banks;
- 4 — Eggenburgian, Ottnangian, Karpathian: like item 5, including volcanoclastic layers;
- 5 — Eggenburgian, Ottnangian, Karpathian. Calcareous silts (Schliers), clays, variegated clays, gravels, sands with coal seams;
- 6 — Badenian-Sarmatian: andesite volcanoclastics;
- 7 — Sarmatian: intrusive-extrusive andesite bodies;
- 8 — Dacian: variegated clays, gravels and sands;
- 9 — Rumanian — Pleistocene: basalts and basalt tuffs;
- 10 — Faults found — a) presumable;
- 11 — Carbon dioxide water springs;
- 12 — Boreholes with carbon dioxide waters;
- 13 — Boreholes with dry CO₂.

Fig. 2 Thermogram from borehole FV-1 Blhovce (calm period: 26 hrs; date of measurement: 18 th November 1976)

Translation: E. Jassingerová.

Michal Zakovič

Termy a termálne v Oraviciach

7 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The author discusses the results of hydrogeological borehole OZ-1 in Oravice, and the genesis and thermal water circulation in relation to the geological — tectonic structure of the area.

Úvod

Západné Karpaty, vďaka svojej geologicko-tektonickej stavbe, sú bohaté na výskyt minerálnych a termálnych vôd. Výnimku netvorí ani Západné Tatry. Na ich severnom úpätí, v oblasti Oravíc, sú oddávna známe tri pramene so zvýšenou teplotou vody. V tejto oblasti bol v roku 1979 hĺbený hydrogeologický vrt OZ-1. Mal overiť hydrogeologické pomery výverovej oblasti a možnosť navŕtania teplejších vôd.

Stručná hydrogeologická charakteristika územia

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú horniny kryštalinika, obalovej jednotky, krížňanského a chočského príkrovu (A. Gorek et al. 1965; obr. 1, 2).

Horniny kryštalinika tvoria jadro, na ktorom v obalovej, resp. presunutej, pozícii ležia sedimenty mezozoika. Kryštalinikum tvoria granitoidové horniny s puklinovou priepustnosťou. Odvodňujú ich pramene s výdatnosťou do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Obalová jednotka je zastúpená vývojom Osobitej (M. Maheľ 1967). Má monoklinálnu stavbu so sklonom asi $60\text{--}70^\circ$ na S. Najspodnejším členom sú spodotriasové kremence s puklinovou priepustnosťou. Odvodňujú ich pramene s výdatnosťou od $0,1$ do $0,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Nadložné verfénske bridlice a pieskovce majú flyšovitý charakter. Tvoria nepriepustné podložie a usmerňujú obeh podzemných vôd v nadložných stredotriasových karbonátoch.

Stredný trias tvoria vápence a dolomity s krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou. Odvodňujú ich hlavne pramene v Bobroveckej doline.

Horniny jury ležia transgresívne na triasových sedimentoch. Tvoria ich krinoidové, hľuznaté, rohovcové a piesčité vápence; v titóne sú prítomné limburgity. Najväčšiu hrúbku dosahujú v Bobroveckej doline, kde z vápencov liasu vyvierajú viaceré prameňov. Najväčšiu výdatnosť ($100\text{--}150\text{ l. s}^{-1}$) dosahuje dnes už vodohospodársky využívaný prameň „Bobrovecká dolina“. Za jeho infiltračnú oblasť, okrem jurských a vyššie opísaných karbonátov stredného triasu, považujeme aj prilehlé svahy Bobroveckej doliny, budované horninami kryštalinika. Výstup vôd v uvedenom prameni podmieňuje priečny sj. zlom prebiehajúci údolím Bobroveckého potoka a nepriepustné albsko-cenomanské súvrstvie obalovej jednotky, ktoré tvorí bariéru obiehajúcim vodám.

Horniny krížňanského príkrovu vystupujú na povrch v súvislom pruhu medzi kótou Bobrovec a dolinou Mihulčie. Stratigraficky patria strednému triasu až albu. Z hydrogeologického hľadiska majú najväčší význam stredno- až vrchnotriasové dolomity. Sú od seba oddelené nepriepustným súvrstvím karpatského keuperu. Odvodňujú ich teplé pramene v blízkosti vrtu OZ-1 (tab. 1).

Teplé pramene v Oraviciach

Tabuľka 1

Názov prameňa	Výdatnosť za r. 1963—1978 v l. s ⁻¹			Teplota vody
	max.	min.	priem.	
Uhličitý	15,3	7,8	9,6	16,5—18,6
Teplica	20,5	8,3	10,5	13,0—17,0
Mihulčie	cca 0,5	cca 0,2	cca 0,3	15,2

Juru tvoria škvrnité vápence, slieňovce, rohovce, hľuznaté a rádiolárieové vápence. Odvodňujú ich puklinové a vrstevné pramene s výdatnosťou do $1,0\text{ l. s}^{-1}$.

Najvyšším členom krížňanského príkrovu je hydrogeologicky málo významné súvrstvie kriedy, tvorené slienitými vápencami a bridlicami.

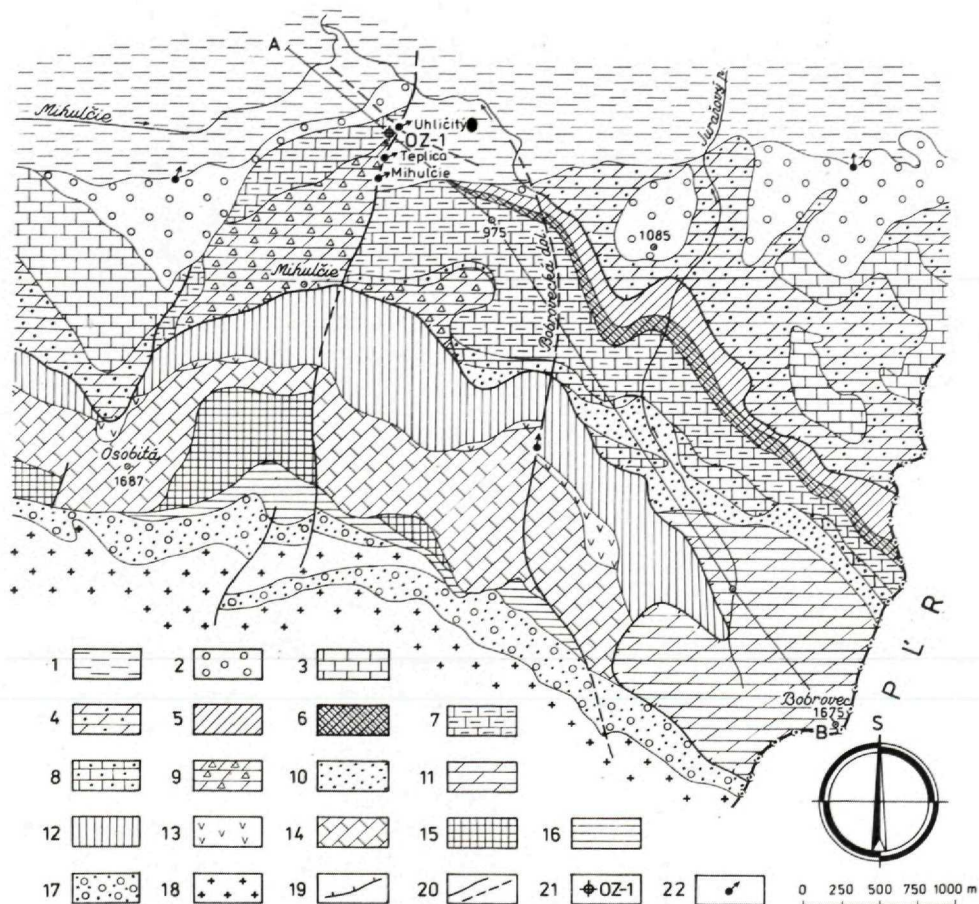
Obr. 1 Schematická geologická mapa širšieho okolia vrtu OZ-1 (A. Gorek 1965, upravil a doplnil M. Zakovič 1979)

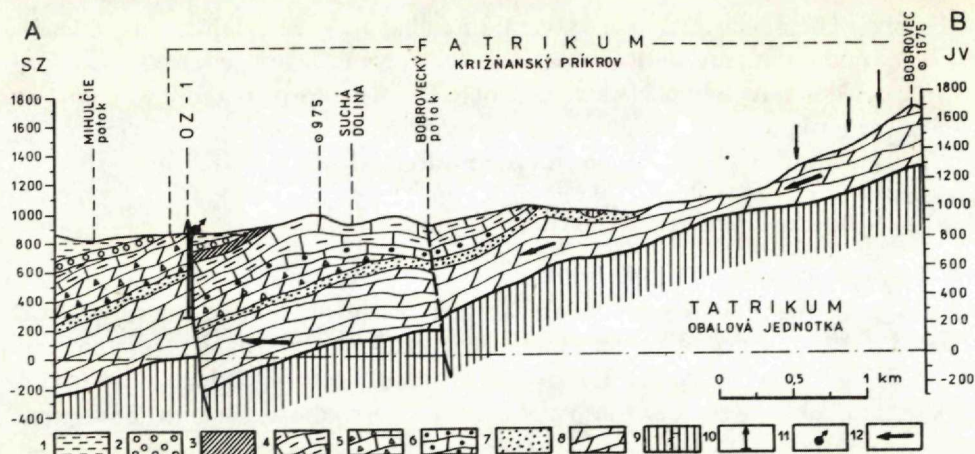
1—2 vnútrokarpatský paleogén: 1—ilovcová litofácia; 2—bazálna litofácia; 3—4 chočský príkrov: 3—lumachelové vápence (rét); 4—dolomity (stredný-vrchný trias); 5—11 krížňanský príkrov: 5—slienité vápence a bridlice (titón-cenoman); 6—rádiolárie a rádiolárieové vápence (doger-malm); 7—škvrnité vápence a slieňovce (liás); 8—sivé vápence (rét); 9—sivé dolomity (norik); 10—pestré bridlice, pieskovce (norik-karpatský keuper); 11—ramsauské dolomity (ladin-karn); 12—17 obalová jednotka: 12—slienité vápence a bridlice (titón-cenoman); 13—limburgity; 14—pieskovce, piesčité vápence, krinoidové vápence, hľuznaté vápence (jura v celku) 15—tmavé vápence, dolomity (stredný trias); 16—bridlice, pieskovce (spodný trias); 17—kremence (spodný trias); 18—granitoidy; 19—presunová línia; 20—zlomy zistené a predpokladané; 21—hydrogeologický vrt; 22—významnejšie pramene.

Horniny chočského príkrovu vytvárajú lokálne vrásy zapadajúce monoklinálne na sever pod sedimenty vnútrokarpatského paleogénu. Tvoria ich stredno- až vrchnotriasové dolomity a lumachelové vápence rétu. S nadložným bazálnym súvrstvom vnútrokarpatského paleogénu vytvárajú významné hydrogeologické štruktúry odvodňované bariérovými prameňmi s výdatnosťou $2,0\text{--}60,0\text{ l. s}^{-1}$.

Hydrogeologická charakteristika vrtu

Hydrogeologický vrt OZ-1 je situovaný vo vyzdvihnutej kryhe, v jeho blízkosti sa križuje priečny sj. zlom s predpokladaným pozdĺžnym zlomom smeru V-Z (M. Zakovič 1980). Priečny zlom má podľa geofyzikálnych meraní (VES) veľmi strmý úklon ($80\text{--}85^\circ$) na východ (J. Hrícko 1975). Podľa neho je východná časť územia poklesnutá, takže sa stýkajú triasové dolomity s ílovcovou litofáciou vnútrokarpatského paleogénu (obr. 1,2).





Obr. 2 Schematický geologický rez hydrogeologickou štruktúrou Bobrovec

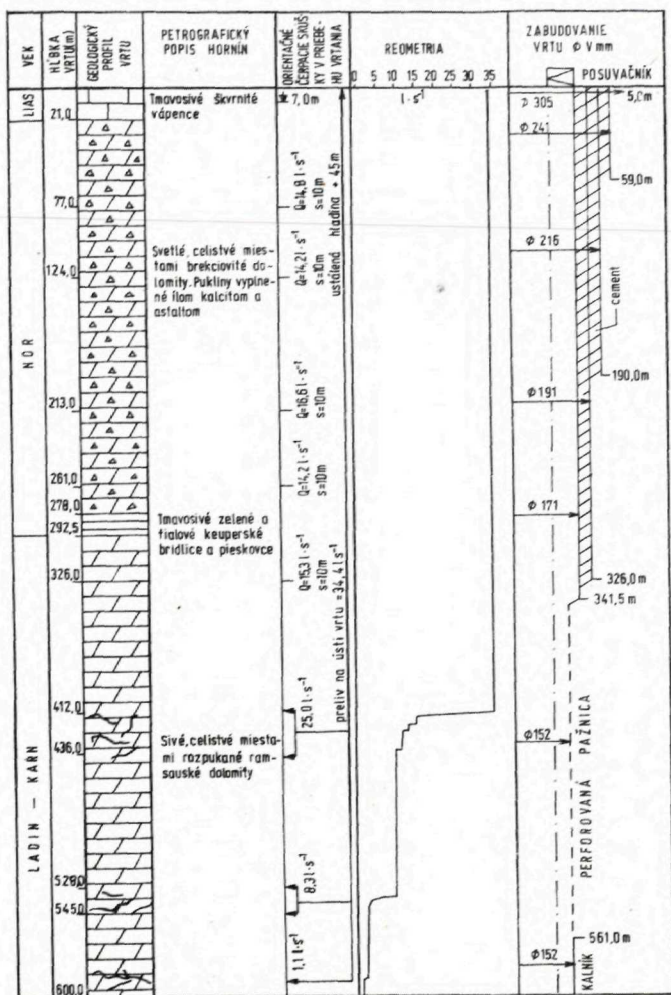
1—2 vnútrokarpatský paleogén: 1—ílovcová litofácia; 2—bazálna litofácia; 3—8 križňanský príkriv: 3—slienité vápence a bridlice (titón-cenoman); 4—škvrité vápence a slieňovce (lias); 5—sivé dolomity (norik); 6—sivé vápence (rét); 7—pestré bridlice, pieskovce (norik-karpatský keuper); 8—ramsauské dolomity (ladin-karn); 9—obalová jednotka: slieňité vápence a bridlice (titón-cenoman); 10—hydrogeologický vrt; 11—prameň so zvýšenou teplotou; 12—smer prúdenia termálnych vôd.

Vrtom (obr. 3), ktorý petrograficky spracoval A. Bujnovský (1980), boli do hĺbky 21,0 m navŕtané tmavosivé, slabo škvrité vápence liasu (sinemúr-toark) o 21,0 do 278,0 m svetlé, celistvé, miestami brekciovité dolomity s puklinami vyplnenými tektonickým ílom, kalcitom a asfaltom. Stratigraficky patria vrchnému triasu (norik). V hĺbke 278,0—292,5 m je súvrstvie karpatského keupru. Tvoria ho tmavosivé ílovité dolomitické brekcie, tmavosivé ílovité dolomitické bridlice a piesčité dolomity s obsahom detritického kremeňa (do 40 %) a sericitu. V hĺbke 292,5 m až do konečnej hĺbky 600,0 m sú sivé, celistvé, miestami silne popukané až skrasovatene ramsauské dolomity veku ladin—karn. Navŕtaný komplex hornín patrí križňanskému príkrivu.

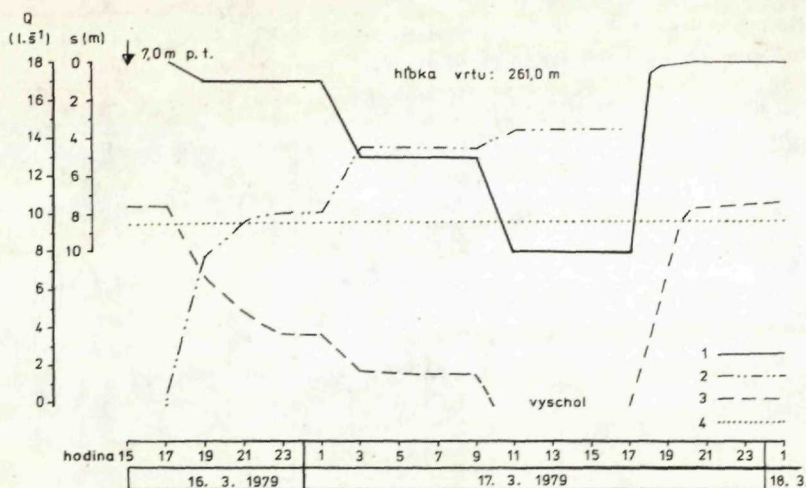
Hydraulické pomery výverovej oblasti

Všeobecne sa predpokladalo, že podzemná voda vo vrte OZ-1, ktorý má kótu 856,9 m, bude v hydraulickej spojitosti s vodou v prameňoch ležiacich približne v nadmorskej výške 850 m (prameň Uhličtý), 870 m (prameň Teplica) a 873 m (prameň Mihulčie). Do hĺbky 340 m bolo navŕtaných viac prítokov vody o malej výdatnosti s ustálenou hladinou 7,0—7,5 m p.t. (v úrovni kóty prameňa Uhličtý). Na týchto prítokoch sa v priebehu vŕtania robili overovacie čerpacie skúšky; z hĺbky 77,0 m, 124,0 m, 213,0 m, 261,0 m a 326 m (obr. 3). Skúšky overili hydraulickú spojitost iba s prameňom Uhličtý, ktorý sa nachádza najbližšie k vrtu a má najnižšiu

Obr. 3 Náčrt hydrogeologického vrtu OZ-1



nadmorskú výšku, hoci by sme predpokladali, že budú najprv ovplyvnené pramene s vyššími nadmorskými výškami. Grafický priebeh čerpacej skúšky z hĺbky 261,0 m je znázornený na obr. 4. Ako vidieť z grafu, na konci prvého zníženia hladiny vody vo vrte o 1 m pôvodná výdatnosť prameňa Uhličitéj ($10,5 \text{ l. s}^{-1}$) poklesla na $3,5 \text{ l. s}^{-1}$. Podobne pri druhom znížení hladiny o 5,0 m výdatnosť prameňa poklesla na $1,5 \text{ l. s}^{-1}$ a pri treťom znížení hladiny o 10,0 m, čím prameň Uhličitéj zanikol. Ak prepočítame rozdiel medzi výdatnosťou vrtu a prameňa Uhličitéj, vidíme, že skutočná výdatnosť vrtu pri znížení hladiny vody o 10,0 m je $3,7 \text{ l. s}^{-1}$. Podobné výsledky sa dosiahli aj pri ostatných vyššie uvedených hĺbkach (obr. 3). Výdatnosť prameňa Uhličitéj na začiatku jednotlivých čerpacích skúšok sa pohybovala v rozmedzí



Obr. 4 Priebeh overovacej čerpacej skúšky vo vrtu OZ-1

1 – hladina vody vo vrtu; 2 – výdatnosť vrtu; 3 – výdatnosť prameňa Uhličitý; 4 – výdatnosť prameňa Teplica.

10,5—11,1 l.s⁻¹. Výdatnosť prameňov Teplica a Mihulčie nebola ovplyvnená; z toho vyplýva, že vody prameňa Uhličitý a vrtu OZ-1 sú viazané na inú hydrogeologickú štruktúru ako vody z prameňov Teplica a Mihulčie.

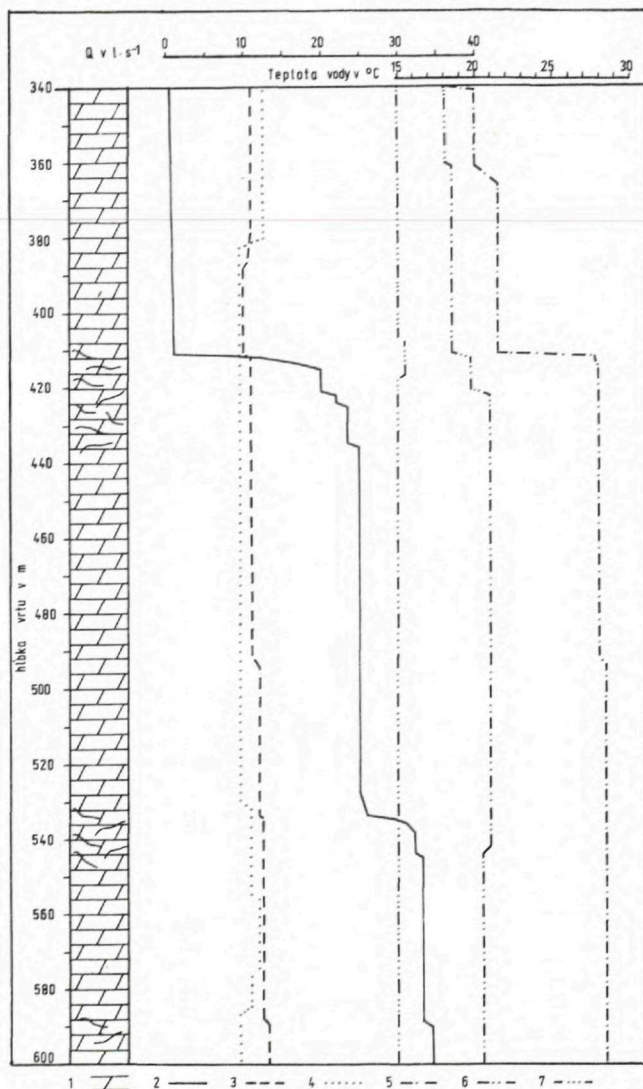
Prvý prítok s voľným prielivom, o výdatnosti 0,46 l.s⁻¹ a teplote vody 18°C, bol navŕtaný v hĺbke 340,0 m. Do hĺbky 412,0 m sa jeho výdatnosť zvýšila na 0,99 l.s⁻¹ a teplota vody na 21,5°C.

Hlavný prítok termálnej vody bol navŕtaný v hĺbke 412,0 m v skrasovatených, silne rozpukaných ramsauských dolomitoch (obr. 5). Jeho výdatnosť na ústí vrtu bola 11,1 l.s⁻¹, teplota 27,8°C a statická hladina 5 m nad terénom. Pri prevŕtavaní tohto prítoku do hĺbky 425,0 m sa zvýšila výdatnosť na 23,5 l.s⁻¹ a teplota vody na 28,5 °C. V hĺbke 435,0—436,0 m sa jeho výdatnosť zvýšila na 25,0 l.s⁻¹. Do konečnej hĺbky 600,0 m boli ďalšie prítoky termálnej vody navŕtané v hĺbkach 528,0—545,0 m a 589,0—590,0 m, takže celková výdatnosť vrtu sa zvýšila na 33,3, resp. 34,4 l.s⁻¹. Teplota vody sa ustálila na 28,5 °C, statická hladina vody bola 45,0 m nad terénom.

Navŕtanie prvého prítoku v hĺbke 412,0—425,0 m pozitívne ovplyvnilo prameň Uhličitý. Jeho výdatnosť sa zvýšila zhruba o 1,0 l.s⁻¹ a teplota vody z 18,6 na 21,0 °C. Toto ovplyvnenie bolo spôsobené tým, že vrt nebol prepažený plnými pažnicami, takže časť vody prenikla cez dolomity vrchného triasu do prameňa. Dotácia prameňa navŕtanou vodou zanikla po zabudovaní vrtu (znázornené na obr. 3).

Obr. 5 Priebeh výdatnosti a teploty vody vrtu OZ-1 a prameňov Uhličitý, Teplica v závislosti na jeho hĺbke

1 – ramsauské dolomity; 2 – výdatnosť vrtu OZ-1; 3 – výdatnosť prameňa Uhličitý; 4 – výdatnosť prameňa Teplica; 5 – teplota vody vrtu OZ-1; 6 – teplota vody prameňa Uhličitý; 7 – teplota vody prameňa Teplica.



Koncernový podnik Nafta Gbely vykonal na vrte hydrodynamické skúšky — odmeral sa statický tlak v mieste hlavného prítoku (412,0—425,0 m) a na ústí vrtu realizoval čerpaciú a stúpaciú skúšku.

Statický tlak v hĺbke 418,8 m a na ústí vrtu bol bol odmeraný celkom trikrát. Po každý raz boli namerané rovnaké hodnoty. V hĺbke dosahoval tlak hodnotu 4,501 MPa a na ústí vrtu 0,441 MPa.

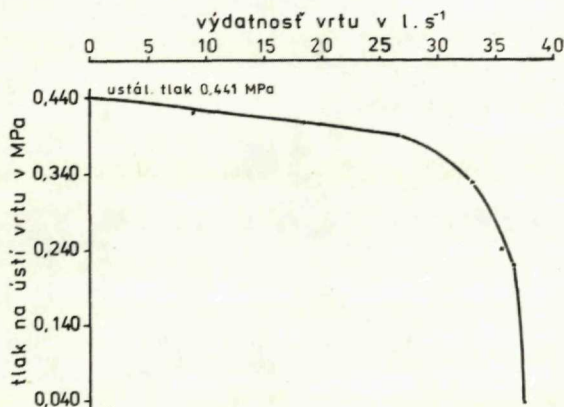
Čerpacia skúška sa vykonala pri siedmych tlakových depresiách. Dynamický tlak na ústí a v hĺbke sa ustálil počas jednej minúty po zmene depresie. Čerpanie na

jednej depresii trvalo 35 minút (tab. 2, obr. 6). Z krivky výdatnosti vidíme, že z vrtu môžeme na využitie odoberať minimálne 30 l.s⁻¹ termálnej vody.

Údaje z čerpacej skúšky

Tabuľka 2

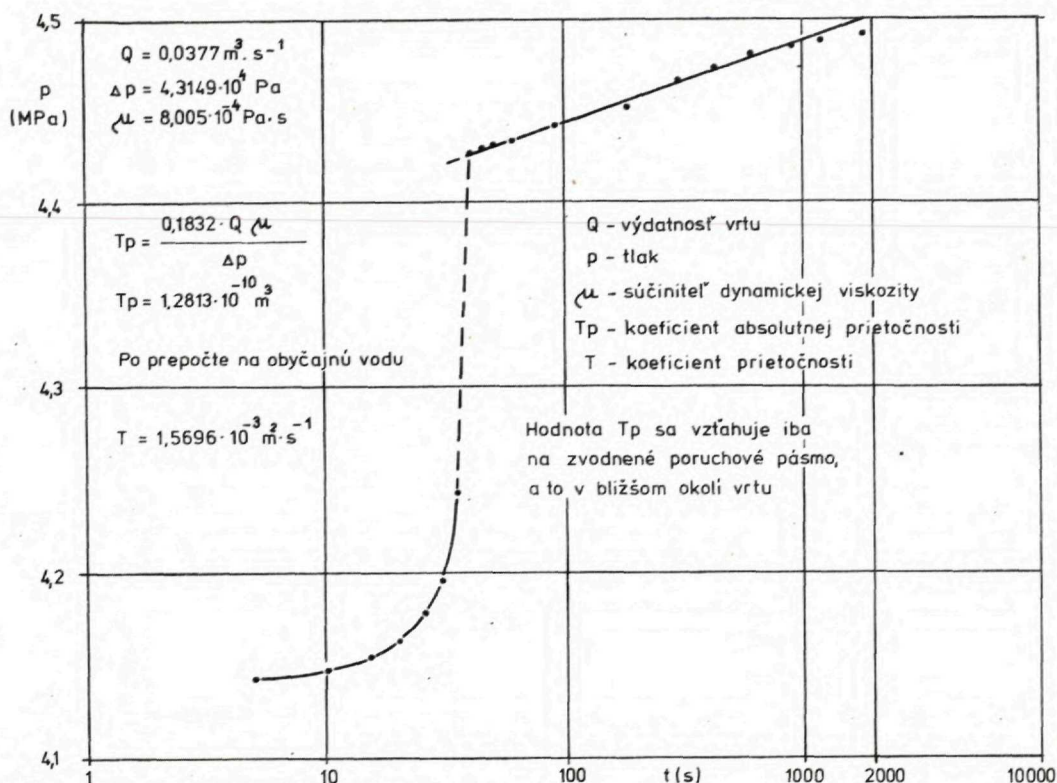
Depresia	Výdatnosť	Tlak na ústí vrtu	Tlak v hĺbke 418,8 m
	l.s ⁻¹	MPa	MPa
Statický tlak	—	0,441	4,501
I	9,0	0,426	4,467
II	18,5	0,412	4,389
III	26,5	0,392	4,298
IV	32,9	0,339	4,212
V	35,5	0,240	4,169
VI	36,5	0,221	4,156
VII	37,7	0,039	4,149



Obr. 6 Krivka výdatnosti vrtu OZ-1

Nástup tlaku bol zaznamenaný hlbinným manometrom. Koeficient absolútnej prietochnosti T_p má hodnotu $1,2813 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3$ (A. Remšík, obr. 7). Pre výpočet bol použitý posledný úsek krivky, nakoľko počiatočný nástup tlaku bol veľmi rýchly a hlbinný manometer typu Hügel nebol schopný presne ho zaznamenať. Vypočítaná hodnota T_p sa vzťahuje iba na zvodnené poruchové pásмо v blízkom okolí vrtu.

Začiatkom hydrologického roku 1980 bolo na vrte zahájené trojročné režimové meranie (výdatnosť, teplota vody). Meria sa raz týždenne. Počas ročného merania sa pohybovala výdatnosť v rozmedzí 33—35 l.s⁻¹ a teplota vody 28,5—28,7 °C.



Obr. 7 Semilogaritmický priebeh stúpajúcej skúšky vo vrte OZ-1

Chemické zloženie vôd

Chemické zloženie vôd je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom prostredia ich obehu. Formuje sa komplexom fyzikálnych, fyzikálno-chemických a biochemických procesov, ktoré sa uplatňujú v rôznych kombináciách a s rôznou intenzitou (S. Gazda 1975). Pri tvorbe chemického určenia vôd vrtu OZ-1 sa ako hlavný mineralizačný proces uplatňuje rozpúšťanie dolomitov a sadrovconosného súvrstvia karpatského keuperu.

Produktom rozpúšťania dolomitov sú ióny Ca^{2+} , Mg^{2+} a HCO_3^- . Študované termálne vody sú nasýtené dolomitom a kalcitom (D. Bodiš 1980). Vypočítané termodynamické hodnoty sú uvedené v tabuľke 4. Pri rozpúšťaní sadrovconosného súvrstvia karpatského keuperu do kvapalnej fázy sa uvoľňujú hlavne ióny Ca^{2+} a SO_4^{2-} . Ďalším zdrojom zložky SO_4^{2-} sú ramsauské dolomity, v ktorých je obsah SO_3 (0,28–0,74 %) vyšší než priemerný obsah SO_3 v dolomitoch Západných Karpát (J. Hanáček 1980). V ramsauských dolomitoch sa miestami nachádzajú

Hĺbka vrtu v m	Dátum odberu	Teplota vody °C	Voľný CO ₂ mg · l ⁻¹	Obsah základných iónov mg · l ⁻¹ mval %												
				Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Mn ²⁺	Fe ²⁺	Cl ⁻	NO ₃	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	M
77,	14. 2. 1979	18,0	8,72	0,039	19,00	6,15	41,25	118,00	2,35	0,470	2,750	8,51	0,75	318,2	212,35	739,8
				0,020	3,95	0,75	16,23	28,18	0,25	0,080	0,470	1,15	0,05	31,98	16,79	
124,0	21. 2. 1979	19,0	10,9	0,040	19,00	5,85	39,35	115,00	2,60	0,090	0,800	9,57	2,70	315,70	206,20	733,8
				0,020	4,09	0,74	16,01	28,40	0,29	0,010	0,140	1,31	0,21	32,00	16,45	
213,0	8. 3. 1979	20,0	10,9	0,045	20,50	6,85	38,75	135,00	2,85	0,026	0,250	10,28	0,00	354,70	212,35	807,6
				0,020	4,02	0,79	14,38	30,40	0,29	0,000	0,040	1,29	0,00	33,00	15,59	
261,0	17. 3. 1979	23,0	+	0,054	28,00	8,20	46,25	135,00	3,45	0,075	1,800	8,51	0,00	418,90	212,35	884,7
				0,030	5,01	0,86	15,67	27,76	0,32	0,010	0,260	0,96	0,00	35,00	13,98	
326,0	30. 3. 1979	23,0	4,46	0,050	23,00	7,65	44,25	136,00	3,35	0,021	0,430	7,80	2,25	392,70	205,40	844,5
				0,030	4,25	0,83	15,48	28,86	0,32	0,000	0,060	0,93	0,15	34,63	14,27	
412,0	18. 4. 1979	27,8	6,7	0,047	23,00	7,80	48,64	137,00	3,55	0,021	0,430	11,34	0,00	410,90	205,60	869,7
				0,020	4,10	0,81	16,43	28,09	0,33	0,000	0,060	1,30	0,00	34,93	13,70	
412,0–545,0	30. 8. 1979	28,7	19,8	0,040	17,80	6,55	40,00	127,50	3,00	0,008	0,130	4,96	0,45	348,10	200,10	766,8
				0,020	3,62	0,78	15,40	29,70	0,32	0,000	0,020	0,65	0,03	33,90	15,36	
Prameň Uhličitý	30. 8. 1979	19,4	13,2	0,039	16,20	5,65	40,60	110,00	2,38	0,009	0,150	5,32	3,65	298,70	209,30	708,2
				0,020	3,61	0,74	17,12	28,15	0,27	0,000	0,020	0,76	0,29	31,54	17,39	
Prameň Teplica	30. 8. 1979	15,3	11,0	0,020	8,80	3,15	30,75	85,00	1,60	0,003	0,150	4,25	5,00	175,30	209,30	534,0
				0,010	2,62	0,55	17,35	29,11	0,25	0,000	0,030	0,82	0,55	25,00	23,55	
Prameň Mihulčie	14. 4. 1976	15,8	12,7	0,022	8,50	3,10	30,00	86,00	1,50	0,004	0,038	5,67	5,10	182,30	203,20	535,2
				0,020	2,55	0,55	17,00	29,60	0,23	0,000	0,010	1,08	0,56	25,76	22,60	

Poznámka: + nestanovené; analyzovali: K. Lopašovský, H. Jirásková — Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Základné hydrogeochemické parametre a termodynamické hodnoty podzemných vôd

Tabuľka 4

Hĺbka vrtu v m	Celková mineral. mg . l ⁻¹	pH	pCO ₂ MPa	S ₂ (SO ₄)	A ₂	Mg/Ca	SO ₄ /M	Sr/Ca . 10 ³	Ic	Ks	Kd
77,0	739,8	7,30	8,13 . 10 ⁻⁴	56,92	32,44	0,576	0,318	9,10	-0,154	-5,467	-17,036
124,0	733,8	7,25	8,91 . 10 ⁻⁴	57,34	32,09	0,563	0,322	10,34	-0,181	-5,479	-17,152
213,0	807,6	7,30	8,15 . 10 ⁻⁴	59,10	31,05	0,473	0,332	9,65	0,012	-5,379	-16,931
261,0	884,7	7,50	5,10 . 10 ⁻⁴	60,20	27,32	0,564	0,354	11,68	0,274	-5,329	-16,425
326,0	884,5	8,20 ⁺	++	60,94	28,40	0,536	0,347	11,26	++	-5,346	++
412,0	869,7	7,50	4,88 . 10 ⁻⁴	62,35	27,37	0,584	0,350	11,84	0,389	-5,335	-16,344
412—545	766,8	7,12	1,14 . 10 ⁻³	60,39	30,64	0,517	0,339	10,68	-0,972 . 10 ⁻³	-5,412	-17,199
prameň Uhličitý	708,2	7,25	9,07 . 10 ⁻⁴	56,43	34,67	0,608	0,317	9,59	-0,133	-5,517	-17,092
prameň Teplica	534,0	7,30	8,17 . 10 ⁻⁴	46,42	47,01	0,596	0,250	8,58	-0,265	-5,799	-17,237
prameň Mihulčie	535,2	7,20	9,99 . 10 ⁻⁴	44,56	45,18	0,570	0,260	7,76	-0,359	-5,779	-17,459

Poznámka: + stanovené v laboratóriu

++ termodynamická analýza nebola vypočítaná, pretože hodnota pH bola stanovená v laboratóriu

Ic — index nasýtenia kalcitu

Ks — súčin rozpustnosti sadrovca

Kd — súčin rozpustnosti dolomitu

Hodnoty Ic, Ks, Kd vypočítal D. Bodiš

polohy s tzv. vtáčimi očkami (birdseyes). Ide vlastne o očká sadrovca anorganického pôvodu vyluhované podzemnou vodou a sekundárne vyplnené dolomitom, prípadne kalcitom.

Chemické zloženie a geochemická charakteristika navrtanej termálnej vody a vody z prameňov Uhličitý, Teplica a Mihulčie je uvedené v tabuľkách 3,4. Vyplýva z nich, že podľa klasifikácie autorov O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček (1975) predstavujú dva typy veľmi slabo mineralizovaných vôd, a to typ nevýrazný kalciovo-magneziovo-sulfátový (vrt OZ-1 a prameň Uhličitý) a typ prechodný kalciovo-magneziovo-sulfátovo-bikarbonátový (pramene Teplica a Mihulčie; D. Bodiš 1980). Rozdielne typy vôd dopĺňujú poznatok o hydraulikej samostatnosti vôd z prameňa Uhličitý a vrtu OZ-1 na jednej strane a z prameňov Teplica a Mihulčie na strane druhej.

Chemické zloženie plynov

Obsah plynov v termálnych vodách bol sledovaný vo vrte OZ-1 a v prameni Uhličitý. Základné chemické zloženie rozpustených plynov uvádzame v tabuľke 5. Vzorky odobral M. Michalíček a V. Procházková, analyzovala A. Doubravová (ÚÚG-Brno).

Chemické zloženie plynov

Tabuľka 5

Zdroj vody	Obj. %						CO ₂ mg . l ⁻¹
	H ₂	He	N ₂	O ₂	Ar	Ch ₄	
Vrt OZ-1	0	0	86,02	7,99	2,28	0	11,0
Prameň Uhličitý	0,0021	0	93,42	2,097	2,284	0	26,4

Z tabuľky vidieť, že plynovú zložku tvoria hlavne vzdušné komponenty — kyslík, dusík, argón. Kyslíčník uhličitý je plynom chemickým a jeho obsah vo vode je pod hranicu rovnovážneho CO₂ (35 mg . l⁻¹)..

Bilančné hodnotenie vôd

Približné hydrologické hodnotenie vo vzťahu k infiltračnej oblasti

K presnému hydrologickému bilančnému hodnoteniu vôd nám chýbajú dlhodobé hodnoty členov bilančnej rovnice. Preto použijeme metódu analógie z podobného územia budovaného karbonátmi vo východnej časti Chočských vrchov, kde má priemerný špecifický odtok podzemných vôd hodnotu 15,5 l . s⁻¹ . km² (E. Kullman — M. Zakovič 1975). Bilančné hodnotenie vykonáme najprv vo vzťahu k predpo-

kladanej infiltračnej oblasti, za ktorú boli pred odvrtaním vrtu považované vrchno-triasové dolomity krížňanského príkrovu, ktoré vystupujú na povrch v severných svahoch kóty Mihulčie (obr. 1). Ich rozloha je $0,8 \text{ km}^2$. Podľa orientačnej bilancie by malo z vymedzeného územia odtekať približne $12,4 \text{ l. s}^{-1}$ podzemných vôd. Toto množstvo vody predstavuje zhruba priemernú výdatnosť prameňov Teplica a Mihulčie ($10,8 \text{ l. s}^{-1}$), takže vrchnotriasové dolomity severných svahov kóty Mihulčie sú odvodňované týmito prameňmi. Termálne vody vrtu OZ-1 ($35,0 \text{ l. s}^{-1}$) a prameňa Uhličitý ($9,6 \text{ l. s}^{-1}$) pochádzajú z ďalšej infiltračnej oblasti. Na základe geologickej stavby územia a výsledkov hydrogeologického mapovania (M. Zakovič 1969, 1977) predpokladáme, že ju tvoria príslahlé svahy kóty Bobrovec, budované triasovými dolomitmi krížňanského príkrovu (obr. 1). Na našom území majú rozlohu $1,8 \text{ km}^2$, súvislom pruhu prechádzajú na územie Poľska, kde dosahujú rozlohu $3,8 \text{ km}^2$. Spolu tvoria plochu o rozlohe $5,6 \text{ km}^2$, z ktorej by malo podľa bilančného hodnotenia odtekať zhruba 86 l. s^{-1} . Množstvo vody ($41,4 \text{ l. s}^{-1}$), ktoré tvorí rozdiel medzi $86,0 \text{ l. s}^{-1}$ a sumárnou výdatnosťou vrtu OZ-1 a prameňa Uhličitý ($44,6 \text{ l. s}^{-1}$), odteká na území Poľska formou prameňov.

Výsledky hydrologickej bilancie dopĺňujú i poznatky o hydraulikej samostatnosti a rovnakom chemickom zložení vôd z prameňa Uhličitý a vrtu OZ-1 na jednej strane a hydraulikej samostatnosti a rovnakom chemickom zložení vôd z prameňov Teplica a Mihulčie na strane druhej.

Bilancia tepelného výkonu vôd

Termálne vody všeobecne predstavujú dvojnásobne hodnotnú nerastnú surovinu. Možno využívať nielen ich liečivé vlastnosti, ale aj ich tepelnú energiu (O. Franko 1970). Ich tepelný výkon P môžeme vypočítať podľa vzťahu $P = Q(T - t)$, pričom Q je výdatnosť zdroja v l. s^{-1} , T — teplota vody, t — miestna priemerná ročná teplota vzduchu (v našom prípade je to $4,0^\circ\text{C}$). Takto vypočítané hodnoty tepelného výkonu sú uvedené v tabuľke 6.

Tepelný výkon uvedených zdrojov v skúmanej oblasti je $4,83 \text{ MW}$.

Hodnoty tepelného výkonu vôd

Tabuľka 6

Zdroj vody	Výdatnosť	Teplota vody $^\circ\text{C}$		Tepelný výkon
	l. s^{-1}	skutočná	geotermická	MW
	Q	T	$T - t$	$P = Q \cdot (T - t)$
vrt OZ-1	35,0	28,5	24,5	3,59
Prameň Uhličitý	10,5	18,6	14,6	0,61
Prameň Teplica	12,0	16,6	12,6	0,63

Geotermická bilancia

Geotermická bilancia má pre termálne vody taký istý význam ako bilancia hydrologická alebo hydraulická. Zisťuje sa ňou plocha územia, z ktorého určité množstvo studenej vody na svoje ohriatie odoberá zemské teplo. V súlade s hydrogeologickými poznatkami môžeme potom uvažovať o mieste rozloženia hydrogeologickej štruktúry a o prípadnom získaní ďalšieho množstva termálnych vôd z danej plochy, pričom to nesmie byť na úkor už existujúcich zdrojov termálnych vôd (O. Franko 1970). Pre stanovenie geotermickej bilancie je dôležité poznať hodnotu zemského tepelného toku q . Pre výpočet použijeme hodnotu zemského tepelného toku $q = 55 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, ktorá bola vypočítaná z geotermálneho vrtu FGL-1 — Pavčiná Lehota v Liptovskej kotline (A. Remšík et al. 1979). Výpočet geotermickej bilancie vykonáme podľa vzťahu:

$$F = \frac{P}{q}$$

F — plocha potrebná na doplňovanie tepla vynášaného termálnymi vodami na povrch

P — tepelný výkon termálnej vody vrtu OZ-1

q — zemský tepelný tok

Vlastný výpočet je uvedený v tabuľke 7.

Geotermická bilancia vrtu OZ-1

Tabuľka 7

Zdroj termálnej vody	Q	P	q	F
	$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$	MW	$\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$	km^2
Vrt OZ-1	35,0	3,59	55	65,3

Z tabuľky vidieť, že na doplňovanie tepla vynášaného termálnou vodou z vrtu OZ-1 na povrch je potrebná plocha $65,3 \text{ km}^2$. predpokladáme, že vypočítanú plochu nám predstavuje územie východne od vrtu OZ-1 budované horninami krížňanského a chočského príkrovu, ktoré v súvislom pruhu prechádzajú na územie Poľska (povodie Chochoľovského potoka) a časť územia budovaná sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, pod ktoré sa ponárajú sedimenty mezozoika.

Hĺbka obehu vôd

V Západných Karpatoch sa donedávna posudzovala hĺbka obehu termálnych vôd na základe priemerného geotermického stupňa povrchových vrstiev zemskej kôry, ktorý je udávaný hodnotou $33,0 \text{ m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, a na základe teploty povrchových výverov termálnych vôd. V poslednej dobe je geotermický stupeň vypočítaný z termokarotážnych meraní v rôzne hlbokých štruktúrnych vrtoch, pre rôzne litologické typy hornín (O. Franko 1971, I. Marušiak—I. Lizoň 1976).

Na vrte OZ-1 boli sledované ložiskové teploty navrtaných prítokov termálnych vôd. Namerané hodnoty sú uvedené v tabuľke 8.

Tabuľka teplôt vôd vo vrte OZ-1

Tabuľka 8

Hĺbka prítoku m	Teplota °C	
	ložisková	na ústí vrtu
412,0—425,0	29,8	28,5
528,0—545,0	29,9	28,5
589,0—590,0	29,9	28,5

Pre výpočet hĺbky tvorenia termálnej vody použijeme hodnotu geotermického stupňa ($38,4 \text{ m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) z regionálneho fónu (I. Lizoň—I. Marušiak 1977).

Hĺbku tvorby termálnej vody vypočítame podľa vzorca $H=G(T-t)+h$; pritom H =hĺbka tvorenia termy v m; G =geotermický stupeň v $\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$; T =teplota termálnej vody; t =priemerná ročná teplota vzduchu; h =hrúbka povrchovej vrstvy zemskej kôry, v ktorej sa prejavujú účinky denného a sezónneho kolísania teploty vzduchu. Takto vypočítaná hĺbka obehu termálnej vody je uvedená v tabuľke 9.

Tabuľka výpočtu hĺbky obehu termálnej vody

Tabuľka 9

G	T	t	h	H
$\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$	°C	°C	m	m
38,4	28,5	4,0	25	965

Priestorové vymedzenie hydrogeologických štruktúr a genéza vôd

Hydrogeologické štruktúry

Objasnenie žriedlovej štruktúry prameňov (Uhličitý, Teplica, Mihulčie) a vrtu OZ-1 je jedným z najzložitejších problémov. Pre termálne vody pásma vnútorných Západných Karpát sú charakteristické žriedlové termosifóny (M. Maheľ 1952, O. Hynie 1963). Termosifón sa skladá zo zostupnej a výstupnej vetvy. Zostupnú vetvu predstavujú krídla megaantiklinál a výstupnú vetvu tvoria obyčajne zlomy. V poslednom čase sa názory na žriedlové štruktúry menia, niekedy i rozchádzajú. O. Franko (1975) rozdeľuje hydrogeologickú štruktúru na oblasť infiltračnú, akumulačnú, resp. akumulačno-transportnú (spolu tvoria zostupnú vetvu štruktúry) a výverovú (výstupnú vetvu). Podľa toho, či má štruktúra všetky tri oblasti, alebo len niektorú z nich, delí ich na štruktúry otvorené, polootvorené, polozatvorené

a zatvorené. V zmysle tohto delenia sú hydrogeologické štruktúry v našom prípade otvorené, s oblasťou infiltračnou, akumuláčnou a výverovou.

Pred odvrútaním hydrogeologického vrtu OZ-1 za infiltračnú a akumuláčnú oblasť prameňov Uhličitý, Teplica a Mihulčie sa považovali vrchnotriasové dolomity krížňanského príkrovu kóty Mihulčie. Výverovú oblasť tvorí priečne poruchové pásmo sj. smeru (obr. 2).

Na základe výsledkov získaných vrtom OZ-1 vyčleňujeme dve samostatné hydrogeologické štruktúry, a to štruktúru Bobrovec a štruktúru Mihulčie. Štruktúru Bobrovec tvoria stredotriasové dolomity krížňanského príkrovu, ktoré vystupujú na povrch na priľahlých svahoch kóty Bobrovec a v súvislom pruhu prechádzajú na územie Poľska. Majú úklon na sever a ležia na nízko zvodnenom kriedovom súvrství obalovej jednotky.

Štruktúru Mihulčie tvoria vrchnotriasové dolomity krížňanského príkrovu. Na povrch vystupujú na severných svahoch kóty Mihulčie, ležia na nepriepustnom súvrství karpatského keupru vlastnej jednotky.

Genéza vôd

Termálne vody štruktúry Bobrovec majú nevýrazný kalciovo-magnéziovo-sulfátový typ vody. Ich chemické zloženie od infiltračnej oblasti až po oblasť výverovú sa formuje v podmienkach hlbšieho obehu v stredotriasových dolomitoch a v súvrství karpatského keupru, z ktorého získavajú vody predovšetkým zložku SO_4^{2-} . Zodpovedá tomu vyššia teplota, vyššia mineralizácia a vyšší obsah síranov, čo sa prejavuje aj vo vyššej hodnote koeficientu SO_4/M (0,32—0,35; tab. 4). Hoci hodnoty koeficientu Mg/Ca (0,51—0,60) poukazujú na obeh vôd v horninovom prostredí s približne rovnakým zastúpením vápencov a dolomitov, skutočnosť je iná — tieto hodnoty sú totiž výrazne ovplyvnené prítomnosťou sadrovca v horninovom prostredí obehu termálnych vôd, pri rozpúšťaní ktorého sa uvoľňuje značné množstvo iónov vápnika, ktoré znižujú hodnotu Mg/Ca (D. Bodiš 1980).

Termálne vody tejto štruktúry, okrem vrtu OZ-1, vystupujú na povrch v prameni Uhličitý, ktorý je situovaný na krížovaní priečného sj. zlomu s predpokladaným pozdĺžnym zlomom vz. smeru. Ich vzájomnú spojitosť dokumentujú hydraulické pomery a chemické zloženie vôd.

Podzemné vody-teplíce štruktúry Mihulčie sú prechodného kalciovo-magnéziovo-sulfátovo-bikarbonátového typu. Ich chemické zloženie sa formuje v podmienkach plytšieho obehu, vo vrchnotriasových dolomitoch, podloží ktorých je súvrstvie karpatského keupru. Zodpovedá tomu nižšia teplota vody, nižšia celková mineralizácia, nižší obsah síranov, čo sa prejavuje aj v nižšej hodnote koeficientu SO_4/M (0,25—0,26; tab. 4). Hodnoty koeficientu Mg/Ca 0,57—0,60 poukazujú na obeh vôd v prostredí s podielom dolomitov. Vody infiltrované do tejto štruktúry vyvierajú na povrch v prameňoch Teplica a Mihulčie, na priečnom sj. zlome, na styku s ílovcovou litofáciou vnútrokarpatského paleogénu.

Z celkovej analýzy výsledkov získaných hydrogeologickým vrtom OZ-1 môžeme o genéze teplíc a termálnych vôd v oblasti Oravíc vysloviť názor, že vody vrtu OZ-1 a prameňa Uhličtý majú samostatný hlbší obeh viazaný na štruktúru Bobrovca a vody prameňov Teplica a Mihulčie samostatný plytší obeh viazaný na štruktúru Mihulčie. Svedčia o tom hlavne výsledky hydrologickej bilancie, hydraulických pomerov výverovej oblasti a chemického zloženia vôd. Podľa hydrologickej bilancie by malo zo štruktúry Mihulčie odtekať zhruba $12,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemných vôd. Toto množstvo vody predstavuje približne celkovú výdatnosť prameňov Teplica a Mihulčie (cca $10,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Znamená to, že v prameni Uhličtý vyvierá voda iba zo štruktúry Bobrovec. Hydraulická spojitosť vrtu OZ-1 bola zistená iba s prameňom Uhličtý, ktorého kóta je 7,0 m nižšie než kóta vrtu. Pramene Teplica a Mihulčie, hoci sú polohovo o 13, resp. 16 m vyššie než vrt, neboli ním vôbec ovplyvnené. Z chemického hľadiska vody vrtu OZ-1 a prameňa Uhličtý sú nevýrazného $\text{S}_2(\text{SO}_4)$ typu s celkovou mineralizáciou $708,2\text{--}884,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Rozdielnosť v teplote vody vrtu a prameňa Uhličtý je spôsobená postupným ochladzovaním vody pri prenikaní do prameňa. Naproti tomu vody prameňov Teplica a Mihulčie sú prechodného $\text{A}_2\text{--S}_2(\text{SO}_4)$ typu s celkovou mineralizáciou $534,0\text{--}535,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplotou vody $13\text{--}17^\circ\text{C}$.

Celková mineralizácia a teplota vody prameňov Teplica a Mihulčie vzbudzujú opodstatnenú otázku, či je možné, aby vody pri obehu do hĺbky približne 300 m (navŕtané podložie vrchnotriasových dolomitov) dosiahli uvedenú celkovú mineralizáciu a teplotu. V podloží vrchnotriasových dolomitov sa na väčšej ploche nachádza súvrstvie karpatského keupru, z ktorého získavajú vody hlavne zložku SO_4^{2-} . Zvýšená teplota vody je spôsobená postupným prehrievaním odspodu termálnymi vodami štruktúry Bobrovec. Takýto príklad prehrievania termálnymi vodami uvádza O. Franko (1964) z Bojníc, kde bola vo vrte NB-1 vo flyšových horninách v hĺbke $0,0\text{--}65,2 \text{ m}$ zistená voda teplá 16°C a v hĺbke $65,2\text{--}100,1 \text{ m}$ voda teplá 19°C . Vynára sa však aj dôkazmi nepodložený názor, podľa ktorého výstupové cesty termálnych vôd štruktúry Bobrovec sa vo výverovej oblasti rozvetvujú a termálne vody sa miešajú so studenými vodami štruktúry Mihulčie. Podstatná časť termálnych vôd vystupuje na povrch, okrem vrtu v prameni Uhličtý, a nepatrná v prameňoch Teplica a Mihulčie, kde spôsobuje ich zvýšenú teplotu a mineralizáciu. Výstupové cesty sa rozvetvujú relatívne vo väčšej hĺbke, a preto vrt z hľadiska hydraulického, chemického a teplotného nemohol ovplyvniť pramene Teplice a Mihulčie.

Záver

Výskumný hydrogeologický vrt OZ-1 v Oraviciach bol ukončený v hĺbke 600,0 m. Do hĺbky 21,0 m navŕtal allgäuske vrstvy liasu, od 21,0 do 278,0 m vrchnotriasové dolomity (norik), v hĺbke $278,0\text{--}292,5 \text{ m}$ súvrstvie karpatského keupru, od 292,5 m až do konečnej hĺbky 600,0 m ramsauské dolomity veku ladin—karn.

Vrt je situovaný vo vyzdvihnutej kryhe v blízkosti križovania priečného sj. zlomu s predpokladaným zlomom smerom vz. Prítoky vôd sú viazané na stredno- a vrchnotriasové dolomity. Do hĺbky 340,0 m ich výdatnosť nepresahuje $4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ich ustálená hladina je 7,0 m p. t. a teplota vody 18—23°C. Hlavný prítok vody s voľným prielivom o výdatnosti $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplote vody 28,5 °C bol navŕtaný v hĺbke 412—436 m. Ďalšie dva prítoky s voľným prielivom o výdatnosti 8,3 a $1,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ sú v hĺbke 528—545 m a 589—590 m. Tlak na ústi vrtu je 0,4441 MPa, v hĺbke 418,8 m 4,501 MPa. Ložisková teplota v hĺbke 418,8 m je 29,8 °C a v hĺbke 600,0 m 29,9 °C. Hydrodynamické skúšky dokumentovali výdatnosť vrtu $37,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení tlaku o 0,402 MPa z pôvodného tlaku 0,4441 MPa pred začiatkom čerpacej skúšky. Zo stúpajúcej skúšky bol vypočítaný koeficient absolútnej prietochnosti T_p , ktorý má hodnotu $1,2813 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3$ a charakterizuje zvodnené poruchové pásmo v blízkosti vrtu.

Navŕtané termálne vody sú nevýrazného kalciovo-magnéziovo-sulfátového typu (S_2/SO_4) 56—62 mval %) s mineralizáciou pohybujúcou sa v rozmedzí 0,73—0,88 g · l⁻¹. Geneticky sa viažu na ramsauské dolomity a súvrstvie karpatského keupru štruktúry Bobrovec, kde sa utvára ich zloženie hlavne rozpúšťaním karbonátov a sadrovca. Podobné chemické zloženie a genézu má aj voda prameňa Uhlíčitý. Vrt OZ-1 overil ich vzájomnú hydraulickú spojitosť.

Vody prameňa Teplica a Mihulčie sú viazané na samostatnú hydrogeologickú štruktúru tvorenú vrchnotriasovými dolomitmi. Sú prechodného kalciovo-magnéziovo-sulfátovo-bikarbonátového typu s mineralizáciou 0,534—0,535 g · l⁻¹. Na povrch vyvierajú na priečnom sj. zlome, na styku s ílovcovou litofáciou vnútrokarpatského palogénu.

Záverom si pokladám za milú povinnosť poďakovať RNDr. O. Frankovi, CSc., ktorý má uviedol do problematiky termálnych vôd a poskytol mi cenné pripomienky pri písaní tejto práce.

Do tlače odporučil M. Klago.

Literatúra

- BODIŠ, D. 1980: Chemické zloženie navŕtaných vôd (In M. Zakovič et al. 1980: Hydrogeologický vrt OZ-1, Záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. 1980: Geologická charakteristika navŕtaného komplexu (In M. Zakovič et al. 1980: Hydrogeologický vrt OZ-1, Záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- FRANKO, O. 1964: Problémy výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické Práce, Správy 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—140.
- FRANKO, O. 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geologické Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—155.
- FRANKO, O. 1971: Nové údaje o geotermálnych pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd. Geologické Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—46.

- FRANKO, O. 1975: Rozdelenie a klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd. Geologické Práce Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179—189.
- FRANKO, O. —GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.
- GAZDA, S. 1975: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Zborník III. celoslov. geol. konferencie, SGÚ, Bratislava, 43—50.
- GOREK, A. et al. 1965: Záverečná správa — základné geologické mapy, listy Nižná a Bystrá (1 : 50 000) Geofond, Bratislava.
- HANÁČEK, J. 1980: Geochemická charakteristika navŕtaného komplexu (In M. Zakovič et al. 1980: Hydrogeologický vrt OZ-1 — Záverečná správa) Geofond, Bratislava.
- HRICKO, J. 1975: Geoelektrické meranie v Oraviciach. Archív Geofyziky, Bratislava.
- HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II., Minerální vody, ČSAV, Praha, 1—797.
- KULLMAN, E.—ZAKOVIČ, M. 1975: Hydrogeológia Chočského pohoria. Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geológia 1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—114.
- LIZOŇ, I. — MARUŠIAK, I. 1977: Geotermálne pole Západných Karpát, Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou; výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR, Slovenská vedecko-technická spoločnosť, Bratislava 33—45.
- MAHEL, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Št. geol. Úst., Zošit 27, Bratislava, 1—84.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. — Západní Karpaty, sv. 1. ČSAV, Praha, 1—495.
- MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1976: Geotermické pole Západných Karpát, ZK, ser. geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 181—206.
- REMŠÍK, A. et al. 1979: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGL-1 v Pavčinej Lehote. Geofond, Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. 1969: Základný hydrogeologický výskum masívu Osobitej. Ročná správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. et al. 1977: Hydrogeológia územia listu 26 — Žilina, mapy ČSSR 1 : 200 000, Geofond, Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. et al. 1980: Hydrogeologický vrt OZ-1. Záverečná správa, Geofond, Bratislava.

Michal Zakovič

Thermae and „teplíce“ (springs with water temperature above 15 °C) in Oravice

Summary

In the area of Oravice, on the northern foothill of the Osobitá Massif are three warm springs with 13,0—18,6 °C temperature and the total average yield 20,4 l. s⁻¹ (Table 1). In the discharge area of the springs a hydrogeological borehole was realized to reveal hydrogeological conditions in the discharge area and to find possibility of detecting waters warmer than those issuing from springs.

Geological structure of wider surroundings of the borehole consists of crystalline, Mesozoic and Paleogene rocks (fig. 1,2).

The hydrogeological borehole OZ-1 is 600 m deep. At the depth of 21,0 m are darkgrey Liassic limestones. In the interval from 21,0 to 278,0 m are Norian compact and breccia-like dolomites. At the depth of 278,0—292,5 m is a sequence of Carpathian Keuper. From 292,5 m to the terminal depth 600 m are Ladinian — Carnian Ramsau dolomites (Fig. 3). The rocks belong to the Križna nappe.

The borehole is situated in the elevated block near the transversal N—S fault (Fig. 2). Inflows of water in the borehole are associated with dolomites. Down to 340 m their stable level was 7,0 m below surface and the yield was $4,2 \text{ l. s}^{-1}$ at the draw-down of water level by 10 m.

The main inflow with free outflow with the yield $25,0 \text{ l. s}^{-1}$ and water temperature $28,3^\circ\text{C}$ was detected in strongly fissured and karstified Ramsau dolomites at the depth 412,0—436,0 m. Two other inflows with free outflow with the yield 8,3 and $1,1 \text{ l. s}^{-1}$ and water temperature $28,3^\circ\text{C}$ are in depth of 528,0—545,0 and 589,0—590,0 m (Fig. 5). Hydrodynamic pressure on the mouth of the borehole is 0,441 MPa and in the depth of 418,8 m—4,501 MPa. The aquifer temperature in the depth 418,8 m is $29,8^\circ\text{C}$ and in the depth of 600,0 m— $29,9^\circ\text{C}$. Hydrodynamic tests documented the yield of borehole $37,7 \text{ l. s}^{-1}$ at the pressure decrease by 0,402 MPa. The pressure was 0,441 MPa (Fig. 2 and 6) at the beginning of the pumping test. On the basis of the results of the recovery test the coefficient of absolute water discharge $T_p = 1,2813 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3$ was calculated. It is characteristic of the aquiferous fault zone close to the borehole (Fig. 7). The borehole showed hydraulic relationship with the spring Uhličtý whose altitude is by 7,0 m lower than that of the borehole. The springs Teplice and Mihulčie are higher, though, and they were not affected by the borehole.

Chemical composition and geochemical characteristic of the thermal water detected by the borehole and of the water from the springs Uhličtý, Teplice, Mihulčie are given in Tables 3 and 4. The waters represent two types of slightly mineralized waters i. e. the non-conspicuous calcium-magnesium-sulphate type (borehole OZ — 1 and the spring Uhličtý) and the intermediary type of calcium-magnesium-sulphate-bicarbonate waters (the springs Teplice and Mihulčie).

Basing on the results from the hydrogeological borehole OZ-1, and on the hydrogeological balance of water we distinguished two independent hydrogeological structures, i. e. the structures Bobrovec and Mihulčie.

The hydrogeological structure of Bobrovec with its Middle-Triassic dolomites extends in our territory over the area of $1,8 \text{ km}^2$, passing in a continuous belt on the Polish territory, is associated with waters of the borehole OZ-1 and of the spring Uhličtý. The chemical composition of the waters from the intake area to the discharge area was undermined by the conditions of deeper water circulation in Middle Triassic dolomites and in the sequence of the Carpathian Keuper. The water temperature is higher as well as T. D. S. and content of sulphates which is also shown by higher SO_4/M coefficient.

The hydrogeological structure of Mihulčie consists of Upper Triassic dolomites cropping out to the surface on the adjacent slopes of the B. M. Mihulčie (Fig. 1). They are underlain by the sequence of the Carpathian Keuper. According to hydrogeological balance the discharge of the structure is approx. $12,4 \text{ l. s}^{-1}$. This represents approximately the total yield of the springs Teplice and Mihulčie. Chemical composition of water infiltrated into this structure formed in the conditions of shallower circulation. It is represented by lower water temperature, lower T. D. S., lower sulphate content and lower SO_4/M coefficient.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Schematic geological map of broader vicinity of borehole OZ-1 (A. Gorek 1966, modified and complemented by M. Zakovič 1979)

1—2 Inner-Carpathian Paleogene: 1—claystone lithofacies; 2—basal lithofacies; 3—4 Choč nappe: 3—lumachellar limestones (Rhaetic); 4—dolomites (Middle-Upper Triassic); 5—11 Krížna nappe: 5—marly limestones and schists (Tithonian-Cenomanian); 6—radiolarites and radiolarian limestones (Dogger-Malm); 7—spotty limestones and marlstones (Lias); 8—grey limestones (Rhaetic); 9—grey dolomites (Norian); 10—variegated schists, sandstones (Norian-Carpathian Keuper); 11—Ramsau dolomites (Ladinian-Carnian); 12—17—cover unit: 12—marly limestones and schists (Tithonian-Cenomanian); 13—limestones; 14—sandstones, sandy limestones, crinoidal limestones, nodular lime-

stones (Jurassic undivided); 15—dark limestones, dolomites (Middle Triassic); 16—schists, sandstones (Lower Triassic); 17—quartzites (Lower Triassic); 18—granitoid rocks; 19—overthrust line; 20—faults found and presumable; 21—hydrogeological borehole; 22—significant springs.

Fig. 2 Schematic geological section through the Bobrovec hydrogeological structure

1—2 Inner Carpathian Paleogene: 1—claystone lithofacies; 2—basal lithofacies; 3—8 Krížna nappe: 3—marly limestones and schists (Tithonian-Cenomanian); 4—spotty limestones and marlstones (Lias); 5—grey dolomites (Norian); 6—grey limestones (Rhaetic); 7—variegated schists, sandstones (Norian-Carpathian Keuper); 8—Ramsau dolomites (Ladinian) Carnian); 9—cover unit marly limestones and schists (Tithonian Cenomanian); 10—hydrogeological borehole; 11—spring with higher water temperature; 12—flow direction of thermal waters.

Fig. 3 Sketch of hydrogeological borehole OZ-1

Fig. 4. Course of verifying pumping test of borehole OZ-1

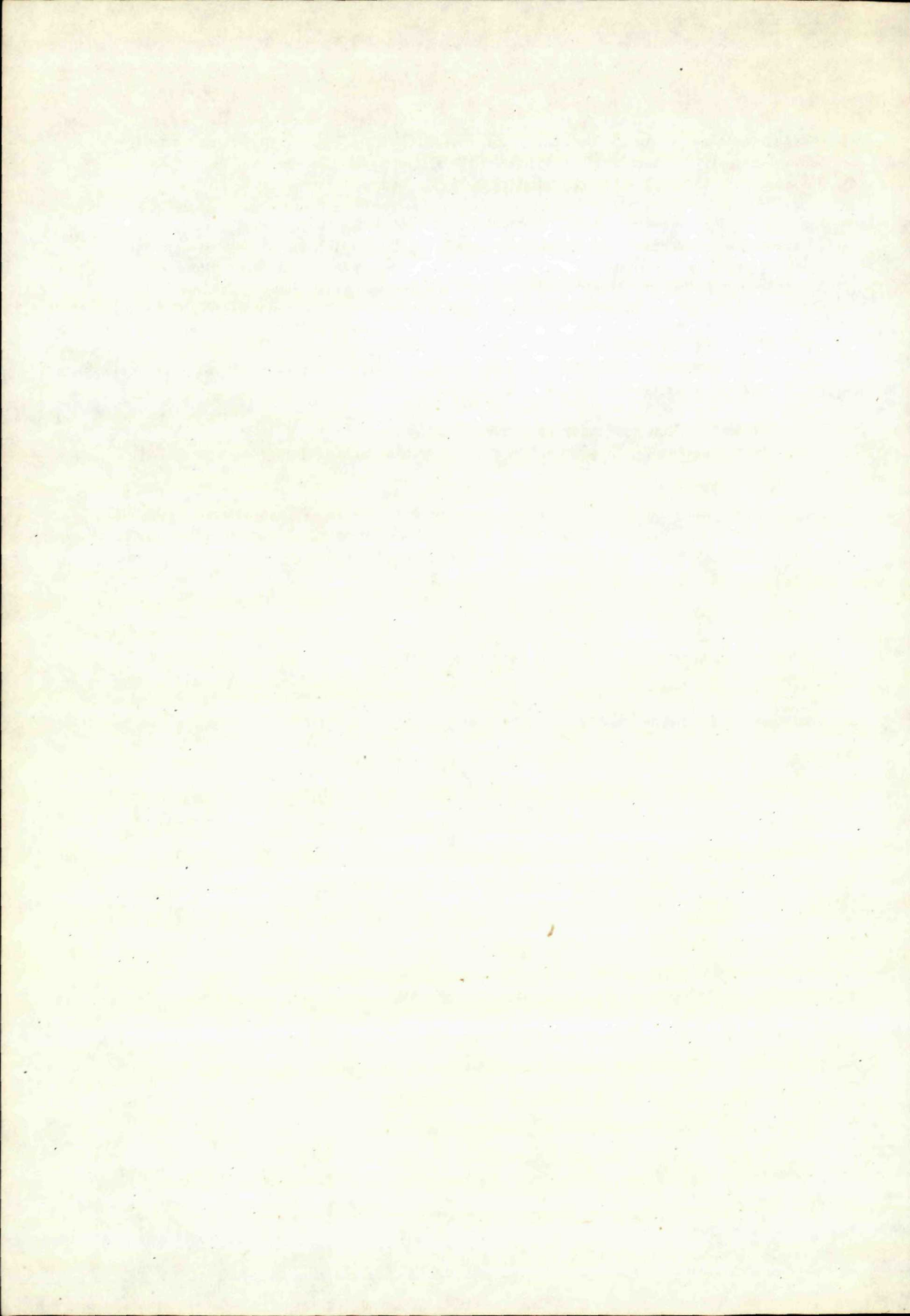
1—water level in borehole; 2—yield of borehole; 4—yield of Uhličtý spring; 4—yield of Teplica spring.

Fig. 5 Yield and water temperature in borehole OZ-1 and springs Uhličtý, Teplica in relation to depth 1—Ramsau dolomites; 2—yield of borehole OZ-1; 3—yield of Uhličtý spring; 4—yield of Teplica spring; 5—water temperature borehole OZ-1; 6—water temperature of Uhličtý spring; 7—water temperature of Teplica spring

Fig. 6 Discharge curve borehole OZ-1

Fig. 7 Semi-logarithmic course of recovery test in borehole OZ-1

Translation: E. Jassingerová.



Jozef Gubač

O vzťahu granitoidového magmatizmu k zrudneniu v Západných Karpatoch*

3 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Petrographic and metallogenetic evolution of granitoid magmatism in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains), in the Tatrid part of the Nízke Tatry (mountains) and in other units of the west Carpathians show significant common features in spite of slight differences. It is recommendable to consider the principle that in place where ore mineralization is associated with intrusive granitoid rocks, ore mineralization can also occur in association with effusive granitoid rocks and vice versa.

Potentiality of Sn and W for ore mineralization is briefly discussed on the ground of their contents in the Gemeride granites.

Problém vzťahu granitoidového magmatizmu k zrudneniu v Západných Karpatoch je náročný, dlho a dosť všestranne diskutovaný (H. Bökh 1902—1905, V. Zoubek 1937, J. Ilavský 1957, C. Varček 1957, J. Ilavský—I. Čillík 1959, J. H. Bernard—V. Hanuš 1962 a mnohí ďalší), ale zároveň veľmi aktuálny. V rámci tejto práce však nemožno danú problematiku všestranne zhodnotiť, a to aj preto, že ešte stále chýbajú niektoré vecnejšie a exaktnejšie spracované prejavy mineralogického a geochemického vývoja hornín a rúd. Mal som však možnosť oboznámiť sa s touto problematikou tak v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria, ako aj v tatridnej časti Nízkyh Tatier a trochu aj v oblasti veporíd. Chcem preto poukázať na niektoré aspekty tohto problému.

Magmatogénne zrudnenie je len jedným z prejavov magmatickej diferenciácie, a preto posúdiť jeho vzťah k materským horninám znamená všestranne zhodnotiť mineralogické a geochemické prejavy petrogenézy i metalogenézy, aby sme získali kritériá pre hodnotenie tohto vzťahu. V tomto zmysle treba venovať osobitnú pozornosť rudným i ľahkoprchavým prvkom a ich minerálom. Ich migráciu i aktivitu zhodnocujeme však v kontexte s ostatnými prvkami v diferenciačnom vývoji mineralizácie.

* Práca bola prednesená ako referát na konferencii „Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa“ 14. až 16. novembra 1979 v Smoleniciach.

O diferenciačnom vývoji granitov Spišsko-gemerského rudohoria získame snád najlepši obraz z profilu vrtu HG-1, ktorý som navrhol navštívať v súľovskom telese s greisenovou mineralizáciou v blízkosti Hnilca (J. Gubač 1977, str. 32). Faciálna analýza hornín z profilu tohto vrtu ukázala, že sa diferenciácia prejavila najmä v zastúpení biotitu a muskovitu. Muskovitové granity nachádzame najmä vo vrchných častiach granitového telesa. Hlbšie sú granity s biotitom. O tom, že tieto dve základné faciálne rozdielnosti sú výsledkom diferenciácie, hovorí prítomnosť žulových porfýrov na ich rozhraní. (Na zreteli mám osobitné termodynamické a kinetické faktory kryštalizácie, ktoré sa zjavne výraznejšie prejavili nielen osobitným petrogénnym vývojom, ale vývojom celej mineralizácie vrátane i oddelenia rudných roztokov.) V granitoch s biotitom smerom do hĺbky klesá podiel muskovitu a pribúda biotitu. Pravda, aj v tejto časti granitového telesa sa môžeme stretnúť s prejavmi diferenciácie s následnou mineralizáciou, zhodnou s tou, ktorá mala dominantné postavenie v apikálnej časti tohto telesa.

Podobná situácia v diferenciačnom procese bola aj v granitoidovom telese tatridnej časti Nízkych Tatier. Už V. Zipsler 1817, L. Zejsner 1851, J. Koutek 1931 rozlišujú v tejto oblasti granit s biotitom a bez neho. Od posledného autora je dodnes známe označenie „ďumbiersky granit“, ktorý zodpovedá biotitovému granodioritu a „granit prašivský“, ktorý citovaný autor charakterizuje ako granit s ružovými živcami. Tento petrografický typ má dosť výrazné zastúpenie muskovitu hlavne vtedy, keď má hornina porfyrickú textúru. Preto ďalší autori zvykli charakterizovať prašivský typ granitu, prípadne aj granodioritu, ako muskovitový. V skutočnosti sú to granity až granodiority muskovitové, biotitovo-muskovitové, dvojsľudné, muskovitovo-biotitové a biotitové, pričom posledné dva predstavujú už spomenutý ďumbiersky typ. Z tejto oblasti boli opísané aj kremenné diority a gabroidové horniny. Domnievam sa, že v rovnakom zmysle treba domyslieť diferenciačný rad charakterizovaných hornín aj v Spišsko-gemerskom rudohorí i v ďalších tektonických jednotkách Západných Karpát.

Lahkoprchavé zložky sa uplatnili hlavne vo vrchnejších častiach intrudujúcich granitoidových telies, a to v závislosti na vonkajšom tlaku. Dochádza k vývoju pegmatitov, k prejavom migmatitizácie i k vývoju minerálov s podstatným zastúpením týchto zložiek.

V práci J. Gubač (1957) som opísal prípad skarnového ložiska v Kokave n./Rimavicou vo veporidoch. Zrudnenie magnetitom som kládol do tzv. pegmatitového štádia, kedy došlo aj k vývoju biotitovcov.

Vo vrchných častiach súľovského granitového telesa v Spišsko-gemerskom rudohorí došlo k intenzívnemu vývoju turmalínu, fluoritu, topásu a apatitu. Pri dostatočnom oxidickom potenciáli kryštalizuje magnetit, prípadne hematit, ale aj titanomagnetit, titanit, ilmenit, rutil, kassiterit, volframit, uránín, kyslíkaté soli vzácnych zemín.

Domnievam sa, že do tohto štádia mineralizácie treba klásť aj zrudnenie zlatom. Pri aktívnejšom uplatnení síry a často aj arzénu došlo k vývoju molybdenitu,

pyrotínu, pyritu, arzenopyritu a pod. Vývoj tejto bohatej minerálnej asociácie nebol náhodný, chaotický, ale navzájom závislý podľa vonkajších podmienok mineralizácie, do ktorých sa intrudujúca granitoidová magma dostala. Tak napr. na základe faciálnej analýzy vyššej termálnej premeny gemeridných granitov som mohol konštatovať, že k vývoju turmalínu došlo predovšetkým v granitoch bez biotitu (J. Gubač 1977, str. 37). Na granity s muskovitom v gemeridách sa viaže vývoj kassiteritu, topásu a na granity s biotitom minerály rádioaktívnych prvkov i prvkov vzácnych zemín, ale aj ďalších prvkov, ktoré zachytila hlavne kryštalizácia sulfidov. V samotnom petrogénnom vývoji mala významnú úlohu aktivita alkálií a látkový efekt asimilácie. Petrogénny vývoj sa prejavil napr. na bázcite plagioklasov, prípadne na zastúpení biotitu v niektorých endokontaktných častiach granitoidových telies. S rovnakým efektom asimilácie treba počítať aj pri látkovom zložení rudných roztokov oddelených v tomto štádiu vývoja granitoidového magmatizmu.

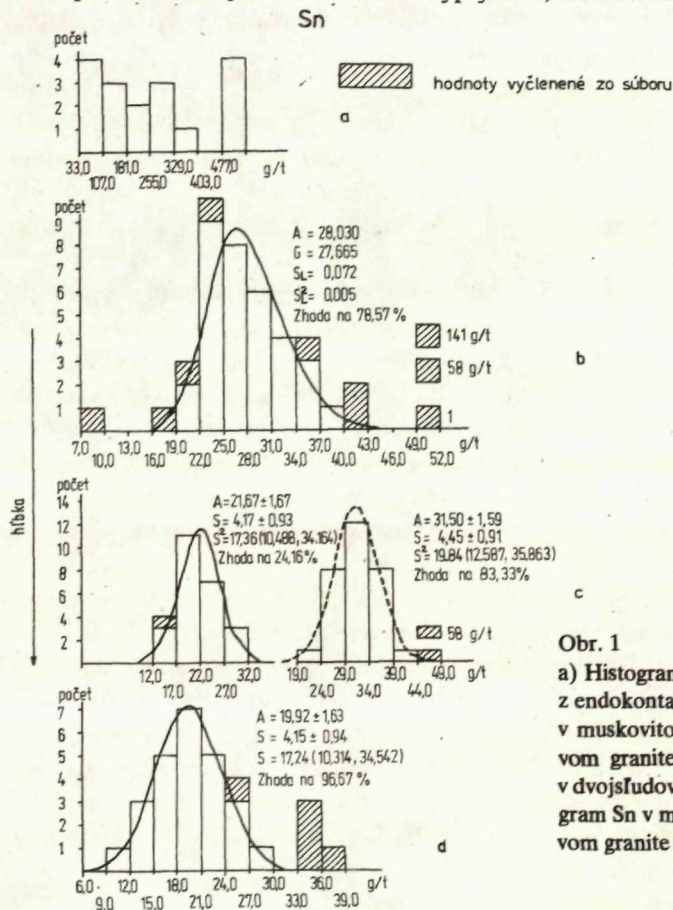
Pri zrudňovacom procese v exokontakte sa uplatnili tieto roztoky ako prvé. Mineralogický prejav bol závislý od faciálnych podmienok určených pt-podmienkami, geologickým prostredím, ale aj látkovou dispozíciou určenou zdrojom zrudnenia. V blízkom exokontakte sa môžeme stretnúť s prípadmi skarnového zrudnenia, napr. typu Kokava, ale aj s inými prípadmi prikontaktového zrudnenia. V tejto zóne zrudnenia sú často vyvinuté vyššie termálne kremenné žily, neraz so zlatom molybdenitom, arzenopyritom, ale aj s W-minerálmi a s niektorými ďalšími, ktoré pristupujú najmä pri poklese teploty. S poklesom teploty rudných roztokov treba počítať hlavne v širokom exokontakte intrudujúcich granitoidov. K tejto etape vývoja rudných roztokov zaraďujeme aj karbonátové zrudnenie, ktoré hlavne v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria často sprevádza vývoj alumosilikátov. Turmalín na hydrotermálnych žilách je prakticky zhodný s turmalínom v gemeridných granitoch. Na hydrotermálnych žilách je aj albit, sericit, resp. fuchsit a niektoré ďalšie minerály. Ich vývoj na hydrotermálnych žilách značne ovplyvnilo geologické prostredie. Nebol to však jediný faktor. Svoju úlohu zohrala aj látková povaha zdroja, najmä pokiaľ ide o účasť alkálií, ale aj ďalších prvkov, ako Ba, ktoré má dosť podobnú migráciu v magmatogénnom procese ako K. Roztoky oddelené vo vrchných častiach mali značný obsah železa. Spomenul som už napr. kryštalizáciu magnetitu, hematitu; na hydrotermálnych žilách sa prejavila hlavne kryštalizácia karbonátov s podstatným zastúpením tohto prvku. Karbonátová mineralizácia s dostatočným obsahom CO_2 , ako ľahkoprchavej zložky, dokresľuje celkovú látkovú charakteristiku roztokov, ktoré sa mohli oddeliť vo vrchných častiach intrudujúcej granitoidovej magmy. Označme toto štádium ako *štádium raného zrudnenia*. Je to zrudnenie faciálne veľmi pestré, diferencované podľa teploty, vonkajšieho tlaku a vplyvu geologického prostredia.

Podaným výkladom som sa snažil zároveň upozorniť na spoločné črty tejto mineralizácie v celej oblasti Západných Karpát. Vyskytujú sa však aj rozdielnosti. Možno ich odvodiť od rozdielneho geologického prostredia, pomerov dosiahnutej

diferenciácie i látkových osobitostí, a to ako medzi granitoidovým magmatizmom jednotlivých tektonických jednotiek, tak aj vo vnútri týchto jednotiek. Chcem tým povedať, že riešenie genetickej závislosti zrudnenia na granitoidových horninách nie je jednoduché a že ho nemožno zredukovať len na tzv. rudnú potenciálnosť, či už jednotlivých masívov alebo petrografických typov, ale ju treba premietnuť do konkrétnych geologických pomerov daného územia.

Pokiaľ ide o zhodnotenie samotnej rudnej potenciálnosti, treba postupovať osobitne pre každý prípad zrudnenia, pretože pri každom z nich sa uplatnili osobitné geochemické faktory vstupu rudných prvkov do jednotlivých fáz mineralizácie granitoidového magmatizmu. Na tomto mieste sa zmienim iba stručne o dvoch v súčasnosti najaktuálnejších zrudneniach, a to o zrudnení s Sn a W. Pre podrobnejšie rozvedenie tejto problematiky nemáme zatiaľ dostatočné podklady o obsahoch týchto prvkov v horninách ako celku, ale ani v jednotlivých mineráloch týchto hornín. Na obr. 1 je charakterizované rozdelenie cínu v gemeridných granitoch z profilu vrtu HG-1 podľa vyčlenených petrografických typov (J. Gubač 1977).

Z porovnania týchto rozdelení vyplynulo, že smerom k povrchu sa obsah Sn



Obr. 1

a) Histogram Sn v gemeridných granitoch z endokontaktov — Súľov, b) histogram Sn v muskovitovom a v turmalínovom muskovitovom granite z vrtu HG-1, c) histogram Sn v dvojsľudovom granite z vrtu GH-1, d) histogram Sn v muskovitovo-biotitovom a biotitovom granite z vrtu HG-1.

zvyšuje. Tým istým smerom klesá podiel biotitu, ktorý môže vo svojom zložení viazať dosť značný obsah tohto prvku. Vzrastá však podiel turmalínu, pri ktorom je rovnako zaznamenaný dosť vysoký obsah Sn. J. Ďurkovičová (1968) v biotitoch udáva obsahy Sn z granitov Spišsko-gemerského rudohoria: 138 ppm Súľová (Hnilec, 30 ppm Betliar, 85 ppm Poproč, 78 ppm Mexiko (Zlatá Idka. V práci M. G. Rub a kol. (1977) sú zasa tieto údaje: 100 ppm Hnilec, 60 ppm Hnilec. V práci J. Gubač (1977 tab. 2 str. 42): turmalín 132 ppm, turmalinovec 155 ppm.

Výraznejšou koncentráciou turmalínu by sme teda mohli objasniť isté zvýšenie obsahu tohto prvku hlavne v endokontaktných zónach intrúzie. No na výraznejšom zvýšení jeho obsahu má zrejme svoj podiel hlavne kassiterit, často len vo veľmi drobnozrnnom vývoji. K jeho vývoju za postačujúcich oxidických podmienok dochádza hlavne vtedy, keď ustupuje vývoj ostatných minerálov, ktoré tento prvok viažu, v našom prípade teda biotitu i turmalínu. Obsah Sn v oboch týchto mineráloch, prípadne aj v niektorých ďalších, podobne ako v hornine, dáva istú predstavu o rudnej potenciálnosti zrudnenia týmto prvkom. Vo všeobecnosti je známe, že granity nad 5 g/t obsahu Sn sú viacerými autormi zaraďované k tzv. cínovconosným granitom, ku ktorým treba zaradiť aj gemeridné granity.

Druhou otázkou je však, či postačuje charakterizovaná potenciálnosť granitoidového telesa poskytnúť cín v takej miere, aby sme mohli očakávať z ložiskového hľadiska nádejné zrudnenie. Riešenie tejto otázky, a to nielen pri tomto prvku, je v štádiu hľadania, a to predovšetkým metódami štatistiky.

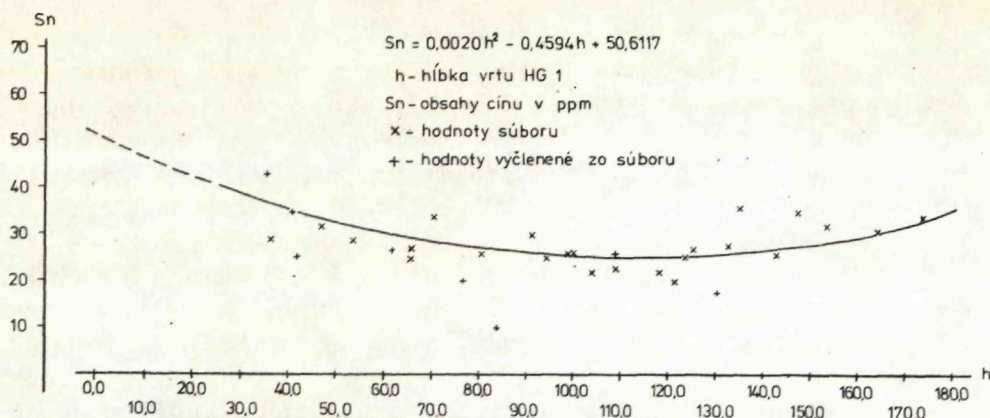
V prípade vrtu HG-1 v hĺbke 1000 až asi 750 m, kde je hlavne muskovitovo-biotitický, prípadne biotitický granit, rozptyl hodnôt obsahu Sn sa drží prevažne okolo hodnoty aritmetického priemeru $19,92 \pm 1,63$ ppm, pričom so zmenou hĺbky nepozorujeme zmenu rozptylu. Pokiaľ ide o zmenu obsahu sledovaného prvku podľa hĺbky, podobná situácia je aj v intervale približne 750 až 180 m, kde sa vyskytuje dvojsľudný granit s dvojsľudným žulovým porfýrom. Na tomto intervale sa rozptyl hodnôt udržiava okolo dvoch aritmetických priemerov, a to $21,67 \pm 1,67$ a $31,50 \pm 1,59$ ppm. Rozptyl okolo nižšej hodnoty aritmetického priemeru nachádzame najmä vo väčších hĺbkach, a rozptyl okolo vyššej hodnoty aritmetického priemeru v menších hĺbkach uvedeného intervalu.

Na intervale 180 až 0 m hĺbky vrtu HG-1 (obr. 2), kde je prítomný hlavne muskovitický a turmalinicko-muskovitický granit, obsah Sn je sledovaný od 180 m hĺbky, rozptyl hodnôt tu nadväzuje na hodnotu aritmetického priemeru 31,5 ppm. Bližšie k povrchu obsah najskôr klesá a potom znovu stúpa. V intervale 36,5 až 173,9 m bola zaznamenaná parabolitická závislosť s koeficientom 0,717 a s rovnicou tejto závislosti:

$$Sn = 0,0020 h^2 - 0,4594 h + 50,6117$$

kde Sn – obsahy cínu v ppm,
h – hĺbka vrtu HG-1.

Pri $h = 0$, teda na úrovni založenia vrtu v súľovskom granitickom telese, priemerná hodnota obsahu Sn môže zodpovedať hodnote 50 ppm. Je to závislosť, ktorá je



Obr. 2 Závislosť obsahov Sn na hĺbke 0 až 180 m vrtu HG-1

najskôr určená zastúpením turmalínu, pretože kassiterit na tomto intervale bol zaznamenaný len vo veľmi malom množstve (pozri profil vo vyššie cit. práci). Výraznejšie zastúpenie kassiteritu možno zrejme očakávať iba pri priaznivých geologických podmienkach, ako je napr. znížená priepustnosť pre rudné roztoky a plyny, inak by sme podľa uvedenej hodnoty priemerných obsahov výraznejšie zrudnenie s Sn na danej úrovni intrúzie nemohli očakávať. Domnievam sa, že zrudnenie v Spišsko-gemerskom rudohorí bude o to nádejnejšie, o čo bude vyššia hodnota aritmetického priemeru biotitických granitov. Pri 20 ppm, ktoré zodpovedá biotitickým granitom z vrtu HG-1, môžeme očakávať zrudnenie, pravda iba za priaznivých geologických podmienok, aké nachádzame v Medvedom potoku.

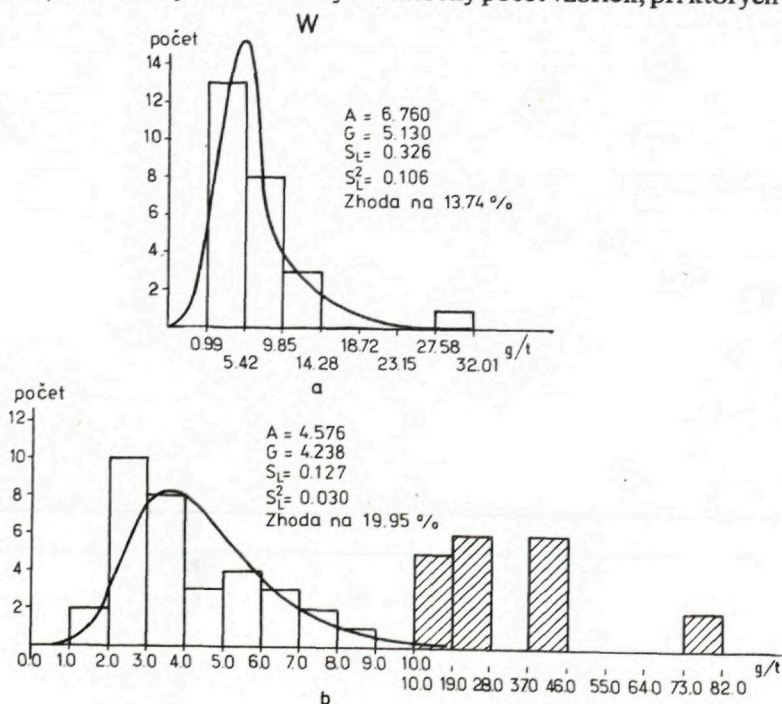
Zložitejšie je hodnotiť potenciálnosť granitoidných hornín pre W-zrudnenie, a to preto, že obsah W v samotných granitoidných horninách, ale aj v ich horninotvorných mineráloch, je dosť nízky.

Aby sme lepšie mohli zhodnotiť obsah W v gemeridných granitoch ako ich uvádza G. F. Ivanova (1969), uvádzam niekoľko priemerných obsahov W z granitov vo Východnom Zabajkalsku, na ktoré sa viaže aj greisenová mineralizácia:

1.6 ppm — biotitické	12.6 ppm — muskovitické
2.1 ppm — dvojsľudné	568.0 ppm — greisen
6.4 ppm — muskovitické	574.0 ppm — rudná zóna

Vysoký obsah volfrámu v greisenoach je výsledkom jeho prítomnosti najmä v muskovite a skutočností, že samotný volframit často vystupuje aj na cínových ložiskách. Zo správ o paragenetických vzťahoch volframitu na týchto ložiskách vyplýva, že k vývoju W-minerálov dochádza predovšetkým v externejších zónach tohto typu zrudnenia. W-mineralizácia má však dosť intenzívny vývoj aj v exokontakte intruzívnych granitoidných hornín. Opisuje sa predovšetkým z blízkeho exokontaktu, a to ako zo žíl, tak aj z hornín: skarnov, migmatitov, pegmatitov

a pod. V horninách, v ktorých sa aktívne mohol uplatniť vápnik, má intenzívny vývoj scheelit. V poslednom období je snaha interpretovať niektoré scheelitové zrudnenia ako sedimentárne. Problém genézy W-zrudnenia, najmä scheelitového, treba riešiť aj v Západných Karpatoch. Jednou z úloh pri určovaní genézy je aj potenciálnosť W-granitoidových hornín, ktoré vystupujú v oblastiach s týmto zrudnením. Žiaľ, v dôsledku analytických problémov so stanovením nízkeho obsahu tohto prvku nebol tento problém u nás ešte v nedávnej minulosti vyhovujúco riešený. V súčasnosti sa ho snažíme riešiť v tatridnej časti Nízkych Tatier. V prípade gemeridných granitov máme k dispozícii stanovenia pracovníkov Slovenskej akadémie vied v Irkutsku, čiastočne publikované v práci L. V. Tauson a kol. (1974). Niektoré som zverejnil aj vo svojej práci — J. Gubač 1977. Na str. 86 a na obr. 3 je charakterizované rozdelenie obsahu tohto prvku v spomínaných horninách. Z charakteristiky tohto rozdelenia vyplynulo, že ide o asymetrické a heterogénne rozdelenie. Žiaľ, petrografická charakteristika odobratých analyzovaných vzoriek nebola taká, aby sme mohli posúdiť rozdelenie obsahu tohto prvku podľa petrografickej povahy vzoriek. Hodnota aritmetického priemeru lognormálneho rozdelenia pri vzorkách odobratých z vrtnu HG-1 je 6.760 ppm a pri vzorkách odobratých z povrchu 4.576 ppm. Bol však aj zaznamenaný dostatočný počet vzoriek, pri ktorých bol obsah



Obr. 3

a) histogram W v gemeridných granitoch z vrtnu HG-1, b) histogram W v gemeridných granitoch z povrchu.

W pod prahom citlivosti použitej analytickej metódy, to sa však nezohľadnilo pri uvedených priemerných obsahoch. Keď provnáme tieto obsahy s vyššie uvedenými obsahmi W-granitov z Východného Zabajkalska, môžeme uvažovať o rudnej potenciálnosti aj gemeridných granitov; to znamená, že zrudnenie s volfrámom v gemeridách, ale zrejme aj inde v Západných Karpatoch, nemožno hodnotiť bez zohľadnenia možnosti magmatického zdroja tohto zrudnenia, a to aj v exokontakte granitoidných hornín.

Zmienil som sa podrobnejšie o genetických vzťahoch raného štádia zrudnenia granitoidných hornín prístupných štúdiu najmä v oblasti Spiško-gemerského rudohoria. V minulosti bola tendencia vylúčiť granity, najmä tie, ktoré vystupujú na povrch, z pojmu zdroja zrudnenia v tejto oblasti. Akceptovať túto ideu by znamenalo zbaviť sa možnosti vyššie naznačených analýz. Je prirodzené, nielenže jedno teleso, ale ani všetky spolu, ktoré v Spiško-gemerskom rudohorí vystupujú na povrch, nemôžu postačovať pre látkovú bilanciu zrudnenia v celej tejto oblasti. No aj tie, ktoré vystupujú na povrch, alebo tie, ktoré môžeme zastihnúť vrtmi, sú súčasťou tohto zdroja; prebehli v nich zhodne alebo na ne geneticky naviazali procesy látkovej diferenciácie. Zdôrazňujem zákonitú spätosť a návaznosť v celom granitoidovom telese, ktoré prichádza do úvahy ako zdroj zrudnenia. Niektoré závislosti môžeme priamo zistiť, iné — hlavne tie, ktoré prebehli vo väčších hĺbkach — môžeme podľa teórie vývoja magmatizmu i jeho produktov v podobe zrudnenia len predpokladať.

Oddelenie roztokov spojených s kryštalizáciou granitov, s biotitom, najmä vo väčších hĺbkach mali prevažne sulfidový charakter. To znamená, že pri mineralizácii s uplatnením týchto roztokov sa aktívne uplatnili hlavne chalkofilné prvky, predovšetkým minerály Cu, Pb, Zn a Sb, pravda s menším vplyvom na mineralogický charakter zrudnenia. Táto minerálna asociácia vytvára polymetalické zrudnenie, takže môžeme hovoriť o *polymetalickom štádiu zrudnenia*. Rudná minerálna asociácia sa vyvíjala v priestore a čase tak v samotných granitoch, ako i na hydrotermálnych žilách v závislosti na fyzikálno-chemických podmienkach a v závislosti na látkovom vývoji materskej horniny v procese diferenciácie jej magmy.

O následnosti látkového zloženia oddelených rudných roztokov máme poznatky z analýz sukcesívnych vzťahov na rudných žilách. Túto následnosť v samotných granitoidových horninách môžeme aspoň do určitej miery spájať napr. so vzrastom podielu biotitu a bázicity plagioklasov, ale aj niektorých ďalších sprievodných javov.

Po karbonátovom a polymetalickom zrudnení dochádza na mnohých miestach k dost intenzívnej mineralizácii s Sb, predovšetkým s antimonitom — často na osobitných tektonických štruktúrach. V oddelení roztokov *antimonitového štádia zrudnenia* treba vidieť látkový a diferenciálny proces magmatizmu, ktorý zavŕšil proces postupného zrudnenia.

Z analýzy vzájomných vzťahov medzi petrogénnym a metalogénnym vývojom granitoidového magmatizmu vyplýva poznatok, že jednotlivé štádia magmatického

vývoja sú látkovo do istej miery dosť podobné. Látková zhoda (alebo aspoň podobnosť) vedie k tomu, že sa aj mineralogicky zhodne prejaví. S prejavmi horninotvornej mineralizácie, ktoré prevládajú napr. vo vrchných častiach granitového súľovského telesa, sa stretneme aj v hlbších častiach. Podobná situácia je aj v zrudňovacom procese. Zohľadnenie tejto skutočnosti si však vyžaduje dôslednú faciálnu analýzu zrudnenia. Chcem tým povedať, že s javmi zhody, prípadne podobnosti zrudnenia, treba počítať i medzi jednotlivými tektonickými jednotkami, a to i s prípadnou vekovou odlišnosťou materských hornín. Platí to hlavne vtedy, keď tieto patria k rovnakému petrogénnemu systému. Myslím pritom aj na istú zhodu zrudnenia viazaného ako na intruzívne, tak aj na efuzívne horniny rovnakej petrogénnej povahy. Za príklad nám opäť poslúži zrudnenie v Spišsko-gemerskom rudohorí, ktoré je viazané jednak na granity a jednak na kremenné porfýry permského vulkanizmu. Domnievam sa, že aj v ostatných tektonických jednotkách Západných Karpát sa môžeme držať zásady, že ak zrudnenie sprevádza intruzívne horniny, môžeme ho aspoň v niektorých prejavoch očakávať aj ako sprievodný znak efuzívnych hornín a opačne. Táto zásada nemusí mať všeobecnú platnosť, môže nás však upozorniť na niektoré existujúce skutočnosti zrudnenia, ktoré by inak mohli ujsť našej pozornosti.

Z uvedeného vyplýva, že zrudnenie viazané na granitoidové horniny má aj svoje geologické aspekty odvodené od postavenia granitoidového magmatizmu v orogénnom vývoji danej tektonickej jednotky. Táto stránka zrudnenia by mala byť zohľadnená formačnou analýzou, a to nielen samotného zrudnenia, ale aj vyvrelých hornín tak, aby si výsledky oboch týchto analýz navzájom zodpovedali.

Literatúra

- BARAN, J.—DRNZÍK, Z.—DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K. 1971: Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medvedom potoku. *Mineralia slov.* 2, 6, Bratislava-Spišská Nová Ves, 151—153.
- BÖCKH, H. 1905: A Gömörmegyei Vashegy és a Hradek környékének geológiai viszonya, Magyar kir. földtani intézet Évkönyve XIV, Budapest, 59—80.
- BERNARD, J. H.—HANUŠ, V., 1962: Vývoj názoru na časovú postupnosť a etapy hydrotermálnych ložísk Spišsko-gemerského rudohorí. *Věst. Úst. Úst. Geol.*, 365, Praha 1—10.
- ĐURKOVIČOVÁ, J. 1968: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov z granitoidných hornín Západných Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GUBAČ, J. 1957: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave n/Rimavicou, *Geol. Práce, Správy* 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89—100.
- GUBAČ, J. 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty sér. miner. petrograf., geochem., metalog. 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J.—ČILLÍK, I., 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát, *Geol. Práce, Zošit* 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- IVANOVA, G. F., 1969: Ob uslovijach koncentracii volframa v greisonovom procese, *Geochimija*, N° 1, 22—33.
- KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na severo-západě Nízkých Tater, *Sborník Stat. geolog. Ústavu ČSR*, IX., Praha, 113—518.
- RUB, M. G.,—PAVLOV, V. A.—CAMBEL, B.—VESELÝ, J. 1977: Tipomorfnýje osobennosti sljud i akcessorných mineralov gemeridnych granitov Slovakii, *Geol. Zbor., Geologica carpath.*, November Bratislava.
- TAUSON, L. V.—CAMBEL, B.—KOZLOV, V. D.—KAMENICKÝ, L. 1974: Predvariteľnoje sravnenie olovonosnych granitov Vostočného Zabajkalja Krušnych gor i Spišsko-gemerskovo rudogoria, *Geol. sborn., Geologica carpathica*, 1, Bratislava, 261—267.
- VARČEK, C. 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera, *Geol. Práce, Zošit* 46, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- ZEJSNER, L. 1851: Opis skal plutonicznych i przeobrażonych wraz ich pokładami metalicznymi W Tatrach i w pasmach przyległych. *Rocznik Towarzystwa naukowego Gorn. V. (Ogólnego zbioru Tom XX.)*, Krakow, 343—504.
- ZIPSER, Ch. A., 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn (232—234) *Oedenburg* 232—234.
- ZOUBEK, V. 1937: Dva nálezy rud v mesozoiku dumbierské zóny, *Věstník Stat. geol. Úst. ČSR, Praha*.

Jozef Gubač

On relations of granitoid magmatism to ore mineralization in the West Carpathians

Summary

The problem of relation of granitoid magmatism to ore mineralization in the West Carpathians is complicated, having been discussed for a long time and from all sides but also always very topical. On the basis of petrographical analysis, which I had the possibility to carry out at Gemeride granites, granitoids of the Tatride part of the Low-Tatra and from petrographical knowledge of development of the skarn deposit in Kokava on Rimavica I point to the differentiation development of granitoid rocks. I also refer to problems of comagmatism, also their relation to effusives of granitoid character, with which the ore mineralization is connected.

I evaluate the presence of ore elements, mainly Sn and W, in rock-forming minerals, especially in relation to the presence of ore and other minerals according to individual petrographic types so as to indicate ore potentialness of the characterized rock for the main ore mineralization elements.

I come to the conclusion that development of granitoid magmatism in the Spišsko-gemerské rudohorie mts., Tatride part of the Low Tatra or also other of the West Carpathians, in spite of some differences, displays also significant common features in petrography and metallogenesis. It is an important knowledge as in the West Carpathians are tectonic units with granitoid rocks, which from the standpoint of ore-bearing have not been or only very little evaluated. Analysing relations between intrusive and effusive granitoid rocks and ore mineralization bound to them I recommend to keep the principle that where ore mineralization is bound to intrusive granitoid rocks we may expect it also in accompaniment of effusive granitoid rocks and vice versa.

Explanations of text-figures 1—3

Fig. 1

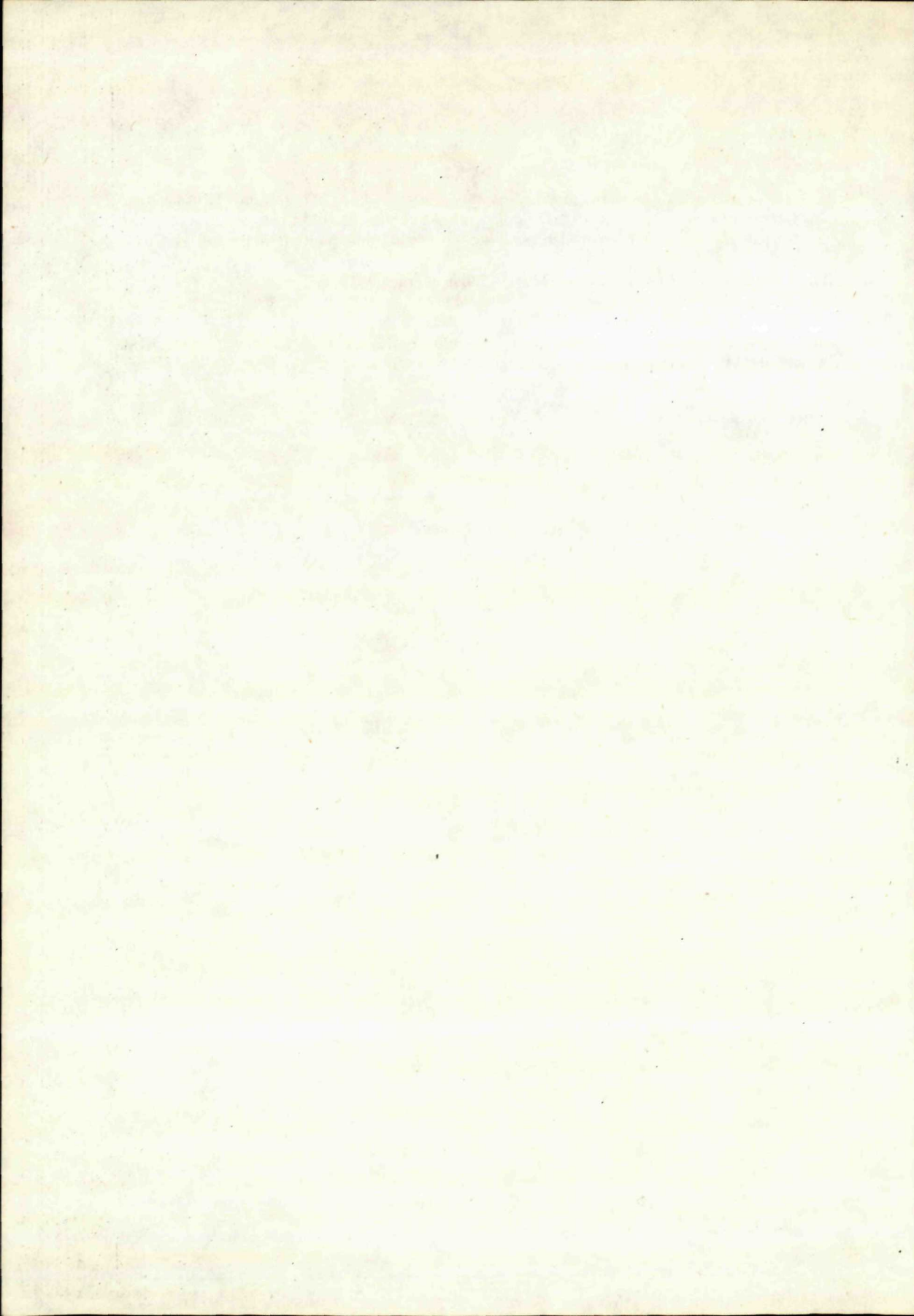
a) Histogram Sn in the Gemeride granites from endocontact, (Súľová), b) histogram of Sn in muscovite and tourmaline-muscovite granite from the drill hole HG-1 c) histogram of Sn in two-mica granite from the drill hole HG-1, d) Histogram of Sn in muscovite-biotite and biotite granite from the drill hole HG-1

Fig. 2 Dependence of Sn-contents on depth 0 to 180 m of drill hole HG-1

Fig. 3

a) Histogram of W in the Gemeride granites from the drill hole HG-1, b) histogram of W in the Gemeride granites from the surface.

Translation: J. Pevný.



Dušan Hovorka—Jaroslav Weiss

Ofiolitové formácie Mongolskej ľudovej republiky a niektoré aktuálne otázky problematiky ofiolitov

4 obr. v texte, anglické resumé

Ofiolity (ofiolitové formácie) sú v poslednom desaťročí v strede záujmu geológov, ale aj petrológov, geochemikov, no najmä geofyzikov a tektonikov. Záujem vyplýva zo zistenia, že ofiolitové komplexy sa svojou horninovou náplňou podobajú kôre oceánskeho typu, no súčasne zvyrazňujú globálne sutúry. Geosutúry s prítomnými ofiolitmi reprezentujú podľa prevládajúcich predstáv výsledok interakcie medzi blokmi s oceánskym a kontinentálnym typom kôry. Pri týchto procesoch ofiolity (resp. oceánska kôra v zmysle niektorých autorov) sú buď pohlcované (subdukované), pričom sa strácajú asimiláciou vo vrchnom plášti, alebo sú nasunuté (obdukované) na kôru kontinentálneho typu a stávajú sa jej integrálnou súčasťou.

Riešenie problematiky ofiolitov sa v súčasnosti sústreďuje z medzinárodného hľadiska v dvoch projektoch:

1. v projekte „Nr. 39 („Ophiolites“) IGCP (Unesco)“, ktorého vedúcim je N. A. Bogdanov z AV ZSSR;
2. v pracovnej skupine „2“ (vedúci A. L. Knipper z AV ZSSR) Problémovej komisie IX. Mnohostranných dohôd akadémií socialistických štátov.

Z akcií uskutočnených v posledných rokoch v rámci projektu „Nr.39“ treba spomenúť terénne konferencie v Severnej Amerike (1977), na Polárnom Urale (1978) a na Cypre (1979). Na rok 1980 sa pripravuje konferencia v Apeninách v Taliansku. Pracovná skupina „2“ mala terénne konferencie na Malom Kaukaze (1977), v Muntii Apuseni a v Južných Karpatoch Rumunskej ľudovej republiky (1978) a v Mongolskej ľudovej republike (1979). V roku 1980 bude terénna konferencia v ČSSR a v roku 1981 na území Poľskej ľudovej republiky a Nemeckej demokratickej republiky.

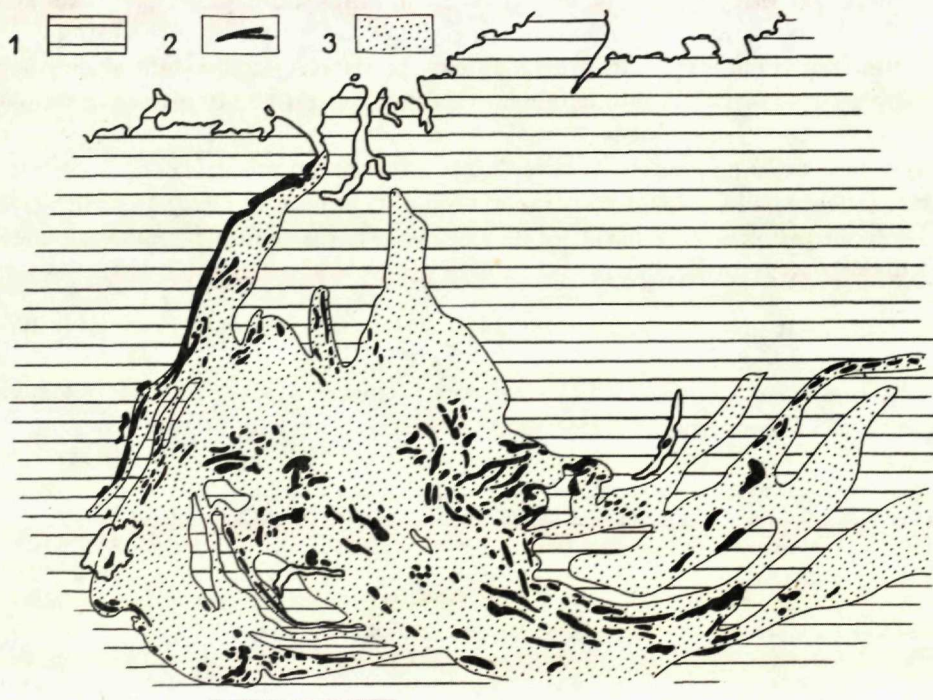
Doc. RNDr. D. Hovorka, CSc., Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského
Gottwaldovo námestie 19, 886 02 Bratislava

Doc. RNDr. J. Weiss, CSc., Katedra geológie Prírodovedecké fakulty University J. E. Purkyně, Kotlářska
2, 611 37 Brno

Zameranie riešenia problematiky ofiolitov a používanú terminológiu v roku 1972 výrazne ovplyvnila konferencia Penrose v USA (rezolúcia uvedenej konferencie je publikovaná v *Geotimes*) a vydanie monografie „*Ophiolites*“ od R. G. Colemana (1977). Do sféry ekonomickej aplikácie patrí napr. medzinárodná aktivita pri zostavovaní mapy nerastných surovín viazaných na ofiolitové komplexy (S. Karamata, pracovné zasadnutie skupiny v roku 1979 v Juhoslávii) a i. V súčasnej dobe je rozpracovaná mapa ofiolitov Európy pod vedením akademika V. Zoubka.

Ofiolity MOLR — relikty kôry paleoázijského oceánu?

Vrchnoproterozoicko-paleozoická vrásová uralsko-mongolská orogénna zóna (O. M. Muratov 1965) je na Z lemovaná východoeurópskou, na V sibírskou, na J a JZ tamírskou a severočínskou platformou. V posledných rokoch boli definované jednotlivé segmenty tejto zóny (L. P. Zonenšajn 1972). Uralsko-mongolska zóna je v celom svojom priebehu začlenená do súčasného kontinentu (obr. 1). Má kôru



Obr. 1 Schéma rozšírenia kôry oceánskeho typu v uralsko-mongolskej zóne (L. P. Zonenšajn—A. S. Perfiliev 1979)

1—staré kontinenty a bloky s predkambrickou kontinentálnou kôrou (mikrokontinenty), 2—horniny kontinentálnej kôry (ofiolity); 3—paleozoické geosynklinálne formácie.

kontinentálneho typu; v priestore pásma sa nevyskytujú bazény s kôrou oceánskeho typu (L. P. Zonenšajn — A. S. Perfiliev 1979). Podstatná časť celej orogénnej zóny je prikrýta mezozoicko-kenozoickými komplexmi okrajov turanskej a sibírskej platformy a sedimentmi veľkých medziorských panví. V smernom priebehu zóny vystupujú na povrch len jej lokálne časti — na Urale, v Kazachstane, v Tjan-Šanje, v oblasti Altaja a Sajana, v MOER a v Zabajkalsku.

V uralsko-mongolskej orogénnej zóne vystupujú aj izolované staré masívy. Majú nejednotný vek. Na okrajoch vrásavej sústavy boli konsolidované pred 2500—1700 mil. rokov. Podľa veku môžu byť segmentmi okolných platform. Na druhej strane, masívy vo vnútri zóny sú mladšie (1700—1000 mil. rokov).

Uralsko-mongolský vrásový systém je tvorený vrchnoproterozoickými a paleozoickými vulkanicko-sedimentárnymi komplexmi. Spolu s nimi v celom priestorovom rozšírení vystupujú ofiolitové formácie. Petrologické a najmä geochemické štúdiá L. P. Zonenšajn — A. S. Perfiliev 1979) v rôznych segmentoch uralsko-mongolskej vrásavej sústavy priniesli dôkazy o veľkej podobnosti hornín ofiolitových komplexov tejto zóny s recentnými bázickými vulkanitmi a ultramafitmi dna oceánov. V súlade s uvedenou predstavou jednotlivé reliktý kôry oceánskeho typu v rámci celej orogénnej sústavy naznačujú, že uralsko-mongolská zóna vznikla na mieste pôvodného „paleoazijského“ oceánu.

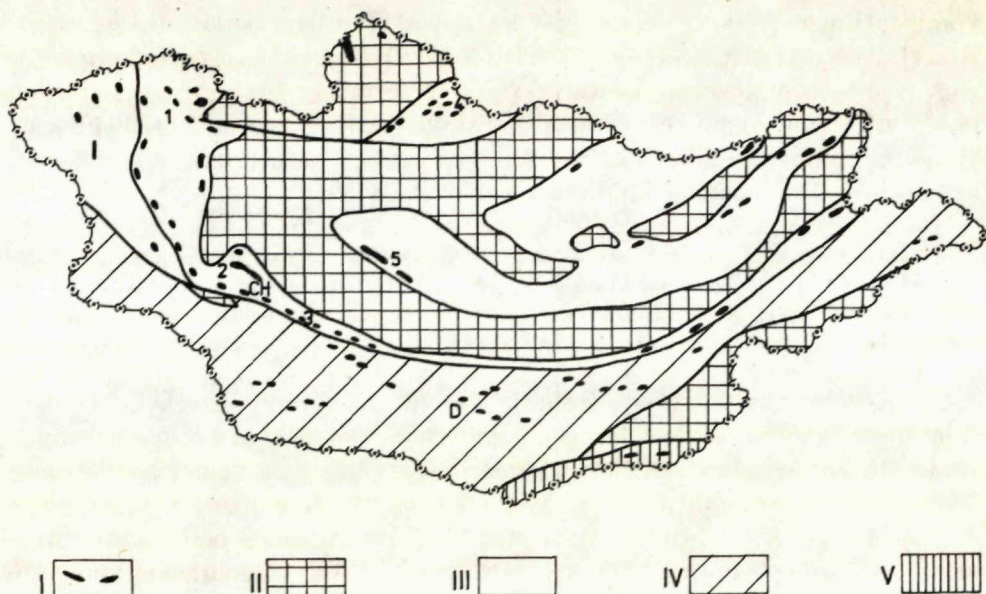
Prehľad ofiolitových formácií MOER

Poznatky o ofiolitových formáciách, vystupujúcich prakticky vo všetkých orogénnych oblastiach MOER (prekambrium-staršie paleozoikum, obr. 2), sú veľmi rôznorodé. Prehľad súčasných poznatkov podáva najmä L. P. Zonenšajn (1977).

a) V prekambrickej orogénnej oblasti Prichubsugulska sú známe len telesá ultramafitov, z ktorých najväčšie (50×15 km) je šischidský, resp. chojtaugujský dunitovo-harzburgitový masív. Ultramafické telesá tejto zóny sú uložené v metamorfitech fácie zelených bridlíc (okinské súvrstvie) rifejského veku. V tomto horninovom súbore majú miestami významnú úlohu premenené bázické lávy. Možno predpokladať, že niektoré časti okinského súvrstvia tvoria pôvodný plášť metaultrazitov a spolu s nimi vytvárajú ofiolitovú formáciu.

b) V ranných kaledonidoch severného Mongolska zabierajú ofiolity na povrchu značné plochy, a to najmä v Jazernej a Džidinskej zóne, prípadne i ďalších eugeosynklinálnych zónach. Tvoria výrazne pretiahnuté zóny, napr. chanchuchejskú, dzabchanskú, ichibogdinskú, kerulenskú a i.

Jazernú zónu tvoria najmä terigénne sedimenty eugeosynklinálneho typu a vulkany, ktoré majú vrchnoproterozoický až staropaleozoický vek. Zóna geograficky zaberá kotlinu Veľkých jazier a Dolinu jazier.



Obr. 2 Ofiolity na území Mongolskej ľudovej republiky (L. P. Zonenšajn 1977 a iné pramene)

I—ofiolity; II—bloky s predkambrickou kontinentálnou kôrou; III—oblasti so staropaleozoickou kontinentálnou kôrou; IV—oblasti s ranomezozoickou kontinentálnou kôrou; D—dzolenský ofiolitový komplex, Ch—chantajširský ofiolitový komplex; 1—5—ofiolitové pásy: 1—chanchuchejský, 2—dzabchanský, 3—ichebogdinský, 4—argjngolský, 5—bajachongorský.

Ofiolity jv. časti jazernej zóny, ktoré tvoria dzabchanské pásmo, skúmajú v posledných rokoch pracovníci sovietsko-mongolskej expedície AV ZSSR a MOLR (L. P. Zonenšajn, M. I. Kuzmin, L. Žamjandamba, N. C. Markova, I. P. Palej, O. Tomurtogoo.). Dzabchanské pásmo má heterogénne zloženie. Je tvorené sériou tektonických šúpín a zón ultrabazitovej melanže.

Ofiolity si zachovali svoj úplný profil len na jv. okraji jazernej zóny v chrpte Čan-Tajšir, hoci aj tam sú uložené vo forme tektonických príkrovov. Chantajširsky ofiolitový komplex má podľa L. P. Zonenšajna — M. I. Kuzmina (1978) nasledovnú stavbu a horninovú náplň:

Bázu komplexu tvoria ultramafity apodunitového a apoharzburgitového typu. Prekonali polyfázovú deformáciu a intenzívnu serpentinizáciu. Sú geochemicky veľmi jednotvárne. Od alpinotypných ultrabazitov sa líšia najmä nízkym obsahom titánu (0,9 g/t v porovnaní s priemerom 300 g/t u alpinotypných ultrabazitov). Hrúbka komplexu je väčšia ako 5 000 m.

Nad ultrabazitmi sú hypsometricky i stratigraficky uložené pyroxenity a gabrá, a to v dvoch samostatných polohách: pyroxenitovej a gabrovej. V ultrabazitoch bezprostredne na styku s pyroxenitmi sa objavujú nepravidelné vrstvičky obohatené

pyroxénmi. Pyroxenity sú tvorené monoklinickými a rombickými pyroxénmi, menej plagioklasmi a zriedkavo aj olivínom. Svojím chemickým zložením sa výrazne líšia od peridotitov. Hrúbka pyroxenitov je od 50 do 400 m. V gabrách prevládajú plagioklasy nad pyroxénmi. Aj pre tieto horninové typy je charakteristický nízky obsah alkálií: Na_2O —1,22 %, K_2O —0,04 %, titánu (350—650 g/t). Hrúbka gabier je asi 400 m.

V gabrovej zóne, a to najmä v jej vrchnej polohe, sa objavujú paralelné žily diabázov, ktoré miestami prenikajú až do pyroxenitov. Začínajú samostatný stratigrafický horizont ofiolitového komplexu, pričom je tento horizont úplne analogický sérii paralelných žíl, opísanej z troodoského masívu na Cypre a inde. Priestor zaujatý žilnou sériou je až na 100 % zaplnený zblíženými diabázovými žilami orientovanými v jednom smere. Žily majú hrúbku od niekoľko centimetrov do niekoľkých metrov. Medzižilné priestory komplexu sú väčšinou vyplnené intenzívne kataklasticky deformovanými gabrovitými horninami. Žily sa navzájom často dotýkajú a prenikajú do seba, vždy ich sprevádzajú zóny kontaktného podchladenia. Komplex paralelných žíl obsahuje miestami aj telesá plagiogranitov (= oceánske plagiogranity, R. G. Coleman 1977). Hrúbka celého komplexu prevyšuje 1000 m.

Typickým predstaviteľom podstatnej časti horninových súborov chantajširského ofiolitového komplexu je „gabrová hôrka“ (obr. 3) na severnom úpätí



Obr. 3 Geologická mapa „gabrovej hôrky“ v chantajširskom ofiolitovom komplexe (j. od mesta Altaj)
 1—apodunitové serpentinity; 2—pyroxenity; 3—gabroidy; 4—gabroidizované pyroxenity; 5—delúvium pyroxenitov; 6—delúvium a elúvium gabier; 7—zóna prekremenenia gabra; 8—serpentinitové bridlice; 9—dajky klinopyroxenitov; 10—dajky diabázových porfyrítov; 11—dajky aplítov.

uvedeného horského chrbta, južne od mesta Altaj. Má rozmery približne 1×1 km. Morfológicky predstavuje skalnaté bralo, tvoria ju prevažne pyroxenity a gabrá. V podloží vystupujú serpentinity, ktoré cez zónu obohatenú o pyroxény prechádzajú do klinopyroxenitov. Tieto sú stredno- až hrubozrnné: miestami sú prítomné i hniezda a žily pegmatitových (gigantokryštalických) variet. Vrchol vyvýšeniny tvoria gabrá. Prenikajú nimi žily diabázov, ktoré pravdepodobne predstavujú zárodky série paralelných žíl. Na severnom svahu pozorovať sekundárne prekremenenie a plagiogranitizáciu gabier.

Žilný komplex pokračuje cez prechodný horizont erupzívnych brekcií do nadložia jednotvárnymi komplexmi poduškových láv hrúbky 1000—1500 metrov. Lávy sú metamorfované vo fácií zelených bridlíc. Obsahujú 50 % normatívneho plagioklasu (prevažne albitu), 20—30 % hypersténu, v menšom množstve tiež diopsid, zriedka aj olivín. Takmer vždy je prítomný normatívny kremeň (3—10 %). Poduškové lávy a diabázy žilnej série možno zaradiť k tholeiitom chudobným na Si. Treba poukázať na veľmi nízky obsah K a Ti. Zároveň v porovnaní s bazaltmi je zvýšený obsah SiO_2 — podľa jeho obsahu zodpovedajú horniny andezitobazaltom. Podľa koncentrácií stopových prvkov sú aj žilné diabázy veľmi blízke oceánskym tholeiitom a obsah K, Ti, Rb, Ba a Sr je v nich nižší než v oceánskych bazaltoch. Od tholeiitov strednooceánskych chrbtov sa líšia (okrem zníženého obsahu K a Ti) zvýšeným obsahom SiO_2 a veľmi nízkym obsahom Al_2O_3 (12—14 %). Obsah Fe v lávach je viac-menej stály, pri zhodných obsahoch SiO_2 a MgO; podobne ako vo vulkanitoch vápenato-alkalickej série. Do tejto série ich však nemožno zaradiť, pretože majú nízky obsah draslíka a litofilných vzácnych prvkov.

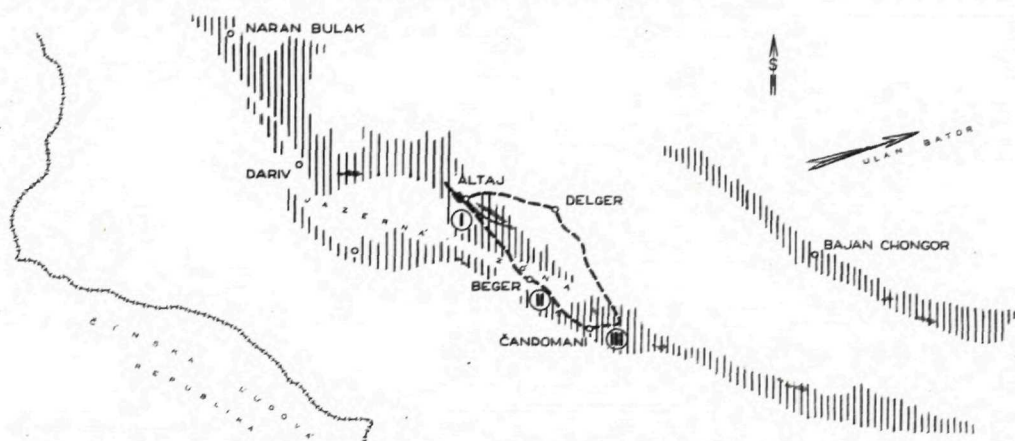
Profil chantajširského ofiolitového komplexu je ukončený sedimentárnymi horninami; ide o kremité bridlice, jaspisy, a telesá rifových archeocyatových vápencov. *Archeocyatha* zaraďujú vrchný horizont ofiolitového komplexu do spodného kambria.

Geologické, petrochemické a geochemické údaje priviedli L. P. Zonenšajna a M. I. Kuzmina (1978) k záveru, že ultrabazity sú odlúčené od ostatných členov chantajširského ofiolitového komplexu a súčasne sú podloží, na ktorom sa formovali vyššie ležiace obzory ofiolitového komplexu. V zmysle práce uvedených autorov (l.c.) sa v magmatických horninách ofiolitového komplexu vyčleňujú dve skupiny s rôznou tendenciou magmatickej diferenciácie: gabrovo-pyroxenitová s anortozitovou tendenciou, a bazaltová, do ktorej uvedení autori zahrnuli žilnú sériu a poduškové lávy, s kremitou tendenciou. V súlade s uvedenými predstavami obidve skupiny hornín vznikli v priebehu dvojštádiálnej evolúcie jednej magmy zloženia kremenného tholeiitu. V prvom štádiu, keď sa uzavrel magmatický krb, prebehla gravitačná diferenciácia s odštiepením pyroxenových kumulátov v spodnej časti krbu a koncentráciou kryštálov plagioklasov v hornej časti; súčasne sa oddelili bazaltové hmoty v jeho centrálnej časti. V druhom štádiu, vyznačujúcim sa otvorením krbu, zvyšná bazaltová tavenina sa z jeho centra vyvinula v žilnú sériu ako podklad poduškových láv.

Ofiolity chantajširského komplexu sa najpravdepodobnejšie formovali v oceánskych podmienkach; pozorujeme však výraznú odlišnosť hornín uvedeného komplexu v porovnaní s bazickými a ultrabazickými horninami stredooceánskych chrbtov.

Z uvedeného vyplýva, že sa chantajširský ofiolitový komplex formoval na rozhraní oceánskych bazénov, a nie na stredooceánskych chrbtoch. Spoločne s ofiolitmi Cypru a ostrova Macquarie tvoria zvláštny typ ofiolitov, charakteristický pre stykové zóny pohybujúcich sa litosferických dosiek.

Ofiolitový komplex chantajširského chrbta, spolu s ofiolitmi masívov Erdeni-Ula a Chasangtu-Chajkran, bol predmetom štúdia pracovných skupín 2.1 a 2.2 Problémovej komisie IX. Mnohostranných dohôd akadémií socialistických štátov v roku 1979 (obr. 4).



Obr. 4 Terénna konferencia pracovných skupín 2.1 a 2.2 problémovej komisie IX Mnohostranných dohôd akadémií socialistických štátov v roku 1979 v MOLR.

I—II—III—miesta ubytovania; vertikálne šrafovanie — horské chrbty.

Ichebogdinské ofiolitové pásmo a jeho pokračovanie na SZ tvoria oddelené telesá ultrabazitov. Len v chrbte Iche-Bogdo telesá dosahujú väčšie rozmery. Tvoria ich dunity, harzburgity, ale tiež wehrlity a lherzolity. Na severnom svahu Mongolského Altaja tvoria ultrabazity protrúzie a zóny melanže uložené pod zelenými bridlicami vendsko-kambrického veku.

Argyngolská ofiolitová zóna sa nachádza na západnom predĺžení džídin-skej eugeosyklinálnej zóny západného Mongolska. V uvedenej zóne sa nachádzajú početné telesá ultrabazitov; vyskytujú sa tiež zóny typickej serpentinitovej melanže. Ultrabazity sa väčšinou združujú s poduškovými lávami, ktoré sú miestami intenzívne metamorfované. Okrem nich sú prítomné aj kremité bridlice. Táto nekompletná ofiolitová asociácia je intenzívne tektonicky porušená.

Bajachongorská ofiolitová zóna sa rozprestiera na južnom okraji changaj-sko-chentejskej zóny, oddeľujúc ju od výstupu proterozoického podložja centrálnej mongolskej zóny. Okrem ultrabazitov, tvoriacich početné protrúzie, sú tu vyvinuté komplexy báziických efuzív a grabroidy. Vyskytujú sa tiež karbonátové a karbonátovo-detritové sedimenty vendsko a pravdepodobne spodného kambria (to znamená horniny, ktoré vznikli v iných faciálnych podmienkach ako ofiolity). Preto nemožno

vylúčiť existenciu veľkých príkrovov, ktoré zapríčinili tektonické porušenie a zmiešanie rôznych faciálnych horninových skupín.

c) V stredno paleozoickom, hercýnskom orogéne sú ofiolity koncentrované v juhomongolskej eugeosynklinálnej zóne. Reprezentujú ich najmä akumulácie spilitov spodnosilúrskeho veku. V efúzivach sú uložené telesá gabroidov; lávy sú miestami prikryté kremíťmi a kremito-flovitými bridlicami. Tieto obsahujú často protrúzie serpentinitových telies.

Ofiolity sú najrozšírenejšie v osovej časti juhomongolskej zóny, pričom všade majú tvar alochtónnych platní. Časté sú serpentinitové protrúzie a zóny serpentinitovej melanže. Ofiolity sú obvykle presunuté cez devónske a spodnokarbónske komplexy, v ktorých dominujú vulkanické horniny vápenato-alkalického radu a piesčito-prachové súvrstvia s vápencami. Ide teda v podstate o komplex hornín, ktoré vznikali v podobných podmienkach ako súčasné ostrovné oblúky a okrajové moria. Miestami (chrbát Dzolen) sa v tejto formácii objavujú ultrabazity tvoriace melanokrátne oceánsky podklad, na ktorom sa vytvorili vulkanické ostrovné oblúky.

Stavba ofiolitov je súčasne preskúmaná v strednom úseku juhomongolskej zóny v chrbte Dzolen (L. P. Zonenšajn et al. 1976). Tvoria alochtón nasunutý na vulkanogénne-terigénne komplexy devónu a čiastočne aj silúru. Veľkú časť alochtónu tvoria metamorfity fácie zelených bridlíc, pričom metamorfóze podľahli najmä horninové súbory ofiolitového komplexu. Alochtón tvoria tri skupiny hornín: 1. ultrabazity, 2. efuzíva a silicity, 3. olistostrómy. Ultrabazity sú predstavované prevažne serpentinitovou melanžou. Masívne ultrabazity sú tvorené v rôznej miere serpentizovanými peridotitmi, harzburgitmi, wehrlitmi, niekedy aj dunitmi a lherzolitmi. Patria slabo diferencovanej sérii (L. P. Zonenšajn—M. I. Kuzmin 1978) a sú prakticky totožné s ultrabazitmi stredooceánskych chrbtov. V rade miest možno pozorovať pozvoľný prechod ultrabazitov v albitizované a amfibolizované melanokrátne pyroxenické gabrá. Vyššie sú uložené albitizované diabázy a spility prekryté červenými silicitmi, kremíťmi bridlicami, tmavými tufmi a kremíťmi prachmi. V silicitoch sa zachovali zvyšky rádiolárií, ktoré dokumentujú pravdepodobný ordovický vek ofiolitov. Spility a diabázy patria tholeiitovej sérii. Olistostrómy sú obvykle uložené pod olistolitmi, ale podľa obsahu úlomkov ofiolitového komplexu javia sa ako zreteľne mladšie. Tvoria balvanovité rifové vápence, pieskovce a zlepenice, uložené vo flyšovom piesčito-prachovitom súvrství. Vek fauny z rôznych blokov sa pohybuje od silúru do stredného devónu. Paleogeografické rekonštrukcie dovoľujú predpokladať, že ofiolity pôvodne tvorili oceánsky chrbát v bazéne rozprestierajúcom sa medzi kontinentom severného Mongolska, obklopeného bariérovým rifom a ostrovným oblúkom vyskytujúcim sa na juhu. Po strednom devóne oceánske ofiolitové elevácie sa presunuli na juh a prekryli ostrovný oblúk.

Dzolenký ofiolitový komplex sa líši od chantejširského. Nie je v ňom žilná séria, existujú zreteľne odlišné gabrovo-pyroxenitové polohy, ultrabazity patria slabodiferencovanej sérii. Lávy zodpovedajú typickým oceánskym tholeiitom. Medzi ofiolitmi dzolenského komplexu a bázickými a ultrabázickými

horninami stredooceánskych chrbtov bola zistená zhoda zloženia. Naproti tomu sú zreteľné odlišnosti v prípade chantajširského komplexu. To všetko svedčí o existencii dvoch typov ofiolitov na území MOLR: jeden z nich je dzolenský — vznikol v podmienkach blízkych dnešným stredooceánskym chrbtom, a druhý — chantejširský — vznikol v zónach pohybu blokov oceánskej litosféry.

d) V mladopaleozoickej zvrásnenej zóne najjužnejšie časti MOLR — v solonkerskej zóne (Z. A. Borzakovskij—O. D. Suvtenko 1970) sú ofiolity rozmiestnené v úzkom pruhu. Reprezentujú ich ultrabazity, gabrá, lávy bazického zloženia a kremité bridlice s karbónskou faunou. Ultrabazity sú reprezentované peridotitmi a websteritmi (Geológia MOLR 1973), ktoré podľa nepočetných analýz patria málo diferencovanej sérii. Medzi vulkanitmi prevládajú metamorfované spility a diabázy. Vystupujú v asociácii s kremitými bridlicami, aleuritmi a tufmi. Ofiolity solonkerskej zóny pokračujú v širokom pruhu ďaleko za hranice MOLR k západu a k východu na územie Čínskej ľudovej republiky.

Z uvedeného prehľadu pozície ofiolitových formácií MOLR vyplýva, že podrobne spracované komplexy sú zatiaľ len ojedinelé. Pritom na území MOLR možno riešiť celý rad otázok spätých s problematikou ofiolitov. Aj po uvedení prehľadu problematiky ofiolitových komplexov územia MOLR stále zostáva problematická stavba a najmä stratigrafický sled ofiolitových komplexov. Je možné, že existujú rozdiely medzi ofiolitmi a alpinotypnými ultrabazitmi na jednej strane a bazickými a ultrabazickými horninami oceánov na strane druhej.

Štúdium ofiolitov chantajširského a dzolenského komplexu dovoľuje, hoci ešte nie definitívne, odpovedať na niektoré otázky. Vyčlenenie ultrabazitov spomedzi ostatných členov ofiolitovej asociácie sa javí ako reálne. Existencia ofiolitov dvoch typov a petrologický model ich vzniku sa zdajú byť opodstatnené. Na území MOLR sa vyskytuje ešte ďalšia zvláštnosť, len ojedinele pozorovateľná v iných oblastiach. V mnohých oblastiach sveta tektonické dosky tvorené ofiolitmi sú uložené obvykle na karbonátovo-terigénnych uloženinách pôvodných kontinentálnych okrajov (t. j. vznikajú v procese vyzdvihovania dosiek oceánskej kôry na kontinent — proces obdukcie), no v MOLR, v prípade chantajširského a dzolenského komplexu sedimenty kontinentálneho okraja tektonicky prekrývajú ofiolity. Pritom sú ofiolity uložené na komplexoch ostrovného oblúka, to znamená, že tam sa kontinentálny blok vyzdvihol na oceánske bazény.

Záver

Ofiolitové formácie MOLR majú klasický vývoj a patria niekoľkým genetickým typom.

Prevažnú časť stratigrafického sledu ofiolitových formácií tvoria geneticky príbuzné magmatity. Pritom sú spodné časti ofiolitových komplexov spravidla reprezentované metamorfizmi. Tieto sú najpravdepodobnejšie relikty vrchného plášťa. U ostatných členov ofiolitových formácií možno hovoriť prevažne o krustálnom pôvode, pričom magmatity vznikli z primárnej vrchnoplášťovej magmy. Podľa genézy a zloženia možno eruptíva ofiolitových komplexov rozdeliť na dva základné typy: a) dunitovo-kremenno-tholeitový, b) lherzolito-tholeitový. K prvému

typu patria ofiolity chantajširskej zóny i ofiolity ostrova Macquarie. Druhý typ predstavujú ofiolity dzolenského masívu a ultrabazity stredooceánskych chrbtov.

Ofiolity prvého typu majú dvojšťadiálny vývoj magmatického krbu. Z materskej plášťovej magmy kremenno-tholeiitového zloženia vznikajú v prvom štádiu horniny gabrovo-pyroxenitového radu, v druhom vznikol žilný komplex a efúzie kremenno-tholeiitových bazaltov. V prípade ofiolitových formácií druhého typu pôvodný horninový materiál zodpovedá olivinickým tholeiitom. Z uvedeného vyplýva, že všetky ofiolitové komplexy, a to nezávisle na type, vznikli v prostredí zón aktivácie, ktorými môžu byť nielen stredooceánske chrbty, ale tiež stykové zóny jednotlivých litosferických platní.

Zistené skutočnosti sú dôležité pre celkové pochopenie ofiolitovej problematiky. Nemožno ich však aplikovať pre všetky ofiolitové a príbuzné formácie bez výnimky, nakoľko nemôžu byť jediným kritériom ako stanoviť oceánske podmienky.

Literatúra

- BORZAKOVSKIJ, Z. A.—SUVTENKO, O. D. 1970: O nekotorych pozdnepaleozoických geosinklinálnych progibach Centraľnoj i Vostočnoj Azii. *Geotektonika*, 5, Moskva, 12—25.
- COLEMAN, R. G. 1977: *Ophiolites*. Springer Verlag, Berlín, 1—229.
- MURATOV, O. M. 1965: Geosynklinalnyje skladčatyje pojasa Evrazii. *Geotektonika*, 6, Moskva, 3—18.
- ZONENŠAJN, L. P. 1972: Učeniye o geosynklinalach i jevo priloženiye k Centraľno-Aziatskomu skladčatomu pojasu. Moskva, 2—248.
- ZONENŠAJN, L. P. 1973: The evolution of central asiatic geosynclines through sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 19, Amsterdam, 213—232.
- ZONENŠAJN, L. P. 1977: Ofiolity Mongolii. In: Osnovnyje problemy geologii Mongolii. *Trudy*, 22, Moskva, 26—34.
- ZONENŠAJN, L. P.—KUZMIN, M. I.—MORALEV, V. M. 1976: Globalnaja tektonika, magmatizm i metallogenija. Moskva, 1—230.
- ZONENŠAJN, L. P.—KUZMIN, M. I. 1978: Chan-tajširskej ofiolitovyj kompleks zapadnoj Mongolii i problema ofiolitov. *Geotektonika*, 1, Moskva, 19—43.
- ZONENŠAJN, L. P.—PERFILIEV, A. S. 1979: Formirovaniye kontinentaľnoj kory Uralo-mongoľsko-vo skladčatovo pojasa. *Geotektonika*, 1, Moskva, 47—62.

Dušan Hovorka—Jaroslav Weiss

Ophiolite formations of Mongolia and some actual problems of ophiolites

Summary of the Slovak text

Ophiolite formations of Mongolia show classical development and belong to several genetic types.

The prevalent part of the stratigraphic sequence of the ophiolite formations is built by genetically close

magmatites. The lower parts of the ophiolite complexes are as a rule represented by ultramaphites. They are probably relics of the Upper Mantle. At the other members of the ophiolite formation crustal origin may be assumed — the magmatites deriving from the primary Upper Mantle magma. Based on genesis and composition the ophiolite complex eruptives may be divided into two basic types: a) dunite—quartz tholeiite, b) lherzolite—tholeiitic type. Ophiolites of the Chantajshir zone and ophiolites from the Macquarie island belong to the first type. The second type is represented by ophiolites of the Dzolen massif and ultrabasic rocks of the midoceanic ridges.

The first type ophiolites show twophase development of the magmatic chamber. During the first stage from the parent mantle magma of quartz tholeiite composition rocks of the gabbro-pyroxenite suite did generate, and by the second a vein complex with quartz tholeiite basalt effusions originated. In case of the second type of ophiolite formations, the original rock material corresponds to olivine tholeiites. Thus it follows that all the ophiolite complexes, disregarding the type, had generated in activation zone media which could not only be mid-oceanic ridges, but also contact zones of the individual lithospheric plates.

The established facts are important for overall comprehension of the ophiolite problem. They cannot be applied, however, for all ophiolite and close formations without exception, as they cannot build a single criterion for the determination of oceanic conditions

Translation: D. Hovorka.

Explanations of text figures 1—4.

Fig. 1 Scheme of distribution of the oceanic crust in the Uralian—Mongolian zone (L. P. Zonenschain—A. S. Perfiliev 1979)

1—ancient continents and blocks with Precambrian continental crust (microcontinents), 2—rocks of continental crust (ophiolites), 3—Paleozoic geosynclinal formations.

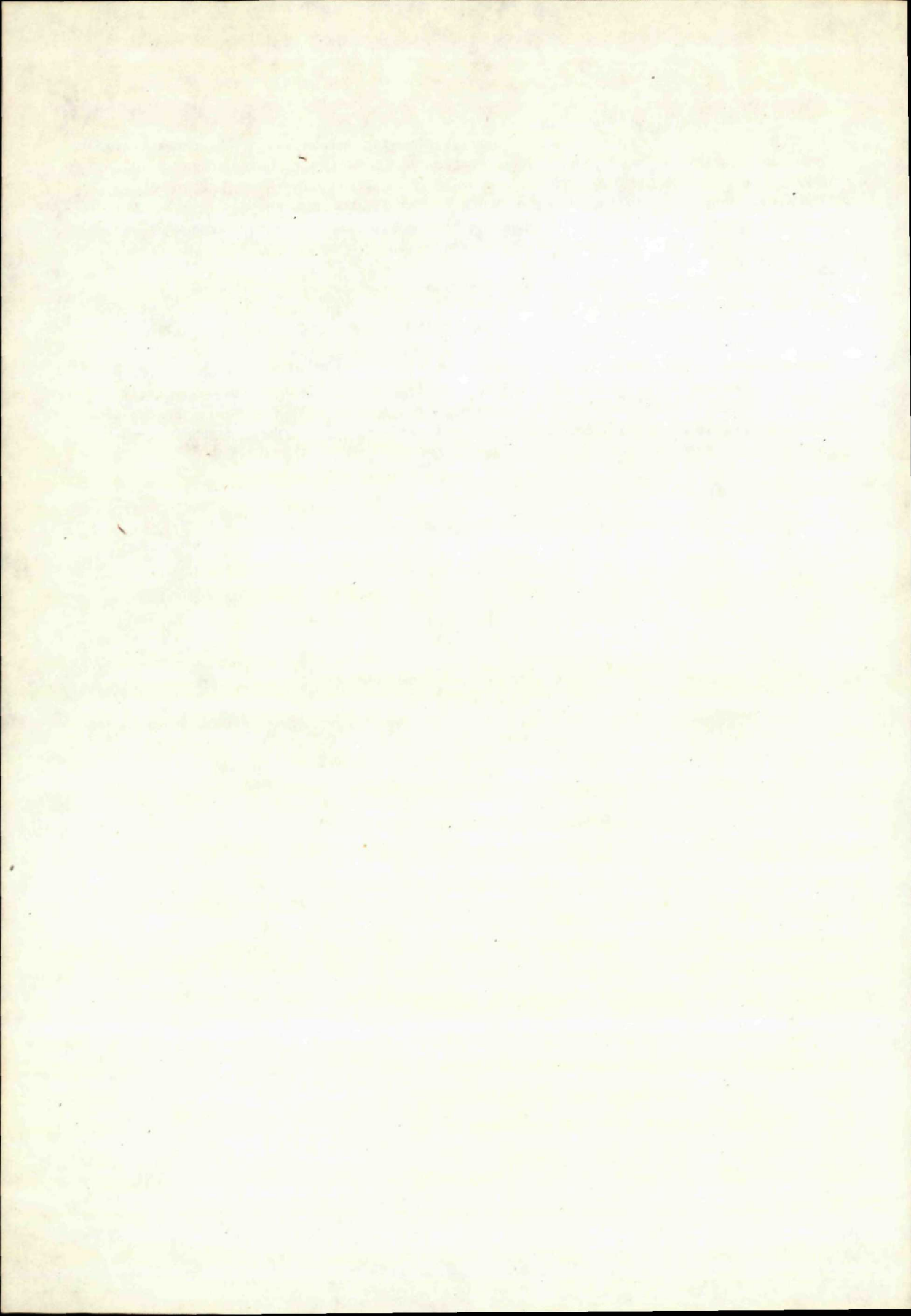
Fig. 2 Ophiolites in Mongolia (L. P. Zonenschain 1977, a. o.)

I—ophiolites; II—blocks with Precambrian continental crust; III—areas with Early Paleozoic continental crust; IV—areas with Late Paleozoic continental crust; V—areas with Early Mesozoic continental crust; D—Dzolen ophiolite complex; Ch—Khantaishir ophiolite complex; 1—5—ophiolite belts: 1—Khanchukhei; 2—Dzabkhan; 3—Ikhebodoin, 4—Argyngol, 5—Baikhongor.

Fig. 3 Geological map of the „gabbro hill“ in the Khantaishir ophiolite complex (south of the town Altai)

1—apodunitic serpentinites; 2—pyroxenites; 3—gabbroid rocks; 4—gabbroidized pyroxenites; 5—deluvium of pyroxenites; 6—deluvium and eluvium of gabbro; 7—the zone of quartziferous gabbro; 8—serpentinite shists; 9—dykes of clinopyroxenites; 10—dykes of diabase porphyrites; 11—dykes of aplites.

Fig. 4 Field conference of working groups 2.1 and 2.2 of the IX th Commission of Multilateral agreements among academies of Science of socialist contries in 1979 in Mongolia I—II—III—places of accomodation, vertikal hachure—mountain ridges.



Juraj Macek

Praktické poznámky ku geotermometrii živcov

Abstract. The article concerns application of the X-ray microanalyzer and of the planar analyzer Quantimet 720 in the determination of crystallization temperatures of rocks by two-feldspar thermometer of T. F. W. Barth (1962).

Súčasná hornina je výsledkom série ukončených procesov. Jednou z prvých informácií o podmienkach jej vzniku je určenie teploty jej kryštalizácie pomocou geologického teplomeru. Geologický teplomer zaznamenáva teploty z doby fyzikálno-chemickej rovnováhy, nie však maximum teplôt, ktoré v hornine existovali. Na základe týchto predpokladov sa pre živcové horniny vypracovali viaceré metodické postupy, najznámejšie sú: plagioklasový teplomer (O. H. J. Christie 1962), mikroklinovo-sanidínový teplomer (B. E. Brown 1962) a dvojživcový teplomer (T. F. W. Bartha 1962), ktorým sa v predloženej práci zaoberáme.

Vzhľadom k tomu, že sa v priebehu času vyskytli určité námietky proti údajom získaným dvojživcovým teplomerom, treba úvodom zdôrazniť hlavné zásady, ktoré treba rešpektovať pri práci s dvojživcovým teplomerom — vo vzorke musí byť pred vlastnou separáciou živcov jednoznačne určený:

1. Charakter pertitov, t. j. či ide o primárne alebo sekundárne pertity, pričom sa na analýzu hodia len tie, ktoré vznikli primárnym odmiešaním z pevného roztoku.

2. Množstvo a veľkosť uzavrenín plagioklasov, ktoré sa po separácii budú analyzovať ako Ab-zložka a meniť tak pôvodný pomer Or—Ab v K-živci.

3. Prítomnosť jednej alebo dvoch generácií K-živcov s rozdielnym pomerom zložiek Or—Ab.

4. Charakter premeny plagioklasov a posúdenie, či ide o izochemické alebo alochemické premeny.

5. Úplnosť separácie, t. j. či pri separácii zonálnych plagioklasov s rôznou intenzitou premeny nenastáva selektívna separácia nepremenenej časti plagioklasov, a tým i zmena pôvodného pomeru zložiek Ab—An.

Z praktických skúseností vieme, že pri súčasných technických možnostiach

separácie je ťažko rešpektovať tieto zásady už i pri slabo premenených horninách. No ak sa uvedené podmienky nedodržia, získavame diskutabilné údaje a spochybňuje sa vierohodnosť celej metódy. Aby sme sa týmto ťažkostiam vyhli, vypracovali sme postup, ktorý umožňuje dodržať hlavné podmienky použitia dvojživcového teplomeru. Východiskové údaje, t. j. pomer zložiek Or—Ab v K-živcoch a pomer zložiek Ab—An v plagioklasoch, dostaneme kombináciou výsledkov získaných Rtg. mikroanalýzátorm a plošným analyzátorom Quantimet 720.

Postup práce

1. Podrobným mikroskopickým štúdiom výbrusového materiálu určíme vyhovujúce zrná K-živcov a plagioklasov.

2. Odstránime krycie sklíčko výbrusu, vytypované minerály ihlou vyseparujeme, prečistíme xylénom, nalepíme na nové podložné sklíčko a preleštíme tak, aby vyhovovalo podmienkam štúdia na Rtg. mikroanalýzátore.

3. Rtg. mikroanalýzátorm určíme v K-živcoch obsah zložiek Or—Ab v pevnom roztoku, preveríme jeho homogenitu a stanovíme obsah zložiek Ab—An v pertite.

4. V plagioklasoch stanovíme obsah zložiek Ab—An v jednotlivých zónach od okraja do stredu formou líniového záznamu, alebo bodovými analýzami v jednotlivých zónach.

5. Plošným analyzátorom (Quantimet 720) určíme plošné zastúpenie pertitu v K-živcoch a potom podiel jednotlivých zón s rôznou bázicitou na celkovej bázicite plagioklasu.

6. Na základe stanovených hodnôt prepočtom získame celkový obraz o chemickom zložení K-živcov a plagioklasov, rešpektujúc pritom požiadavky pre použitie dvojživcového teplomeru.

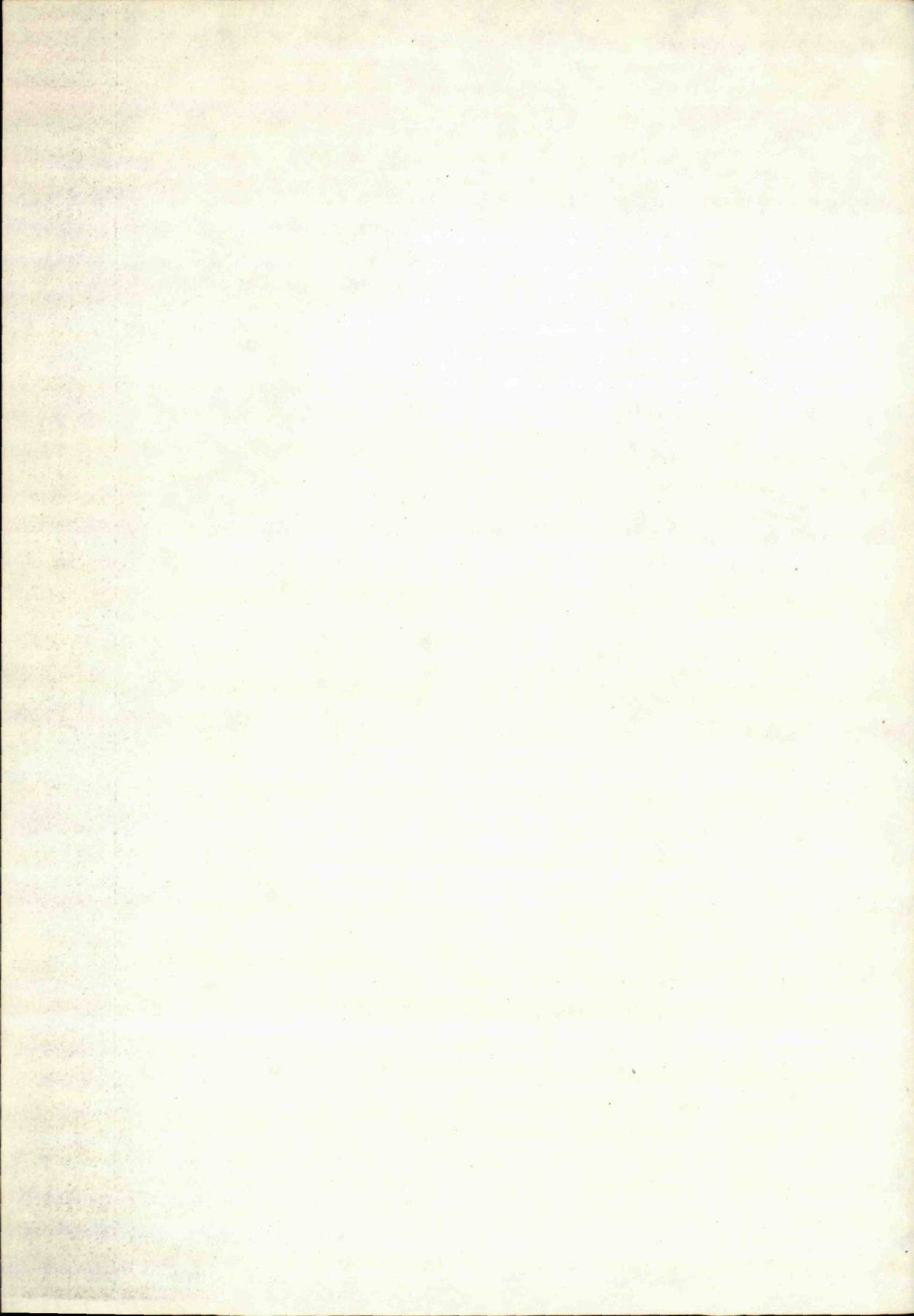
Záver

Uvedenou metódou sme analyzovali K-živce a plagioklasy z granitoidového telesa pri Rochovciach (veporidy, j. od Slavošoviec, vrt GÚDŠ—KV-3), A. Klinec et al. (1980). Z výsledkov štúdia vyplýva, že kryštalizácia živcov začína pri teplote 740 °C a končí pri teplote 560 °C. Tieto výsledky nepriamo potvrdzuje prítomnosť bipyramidálneho kremeňa s teplotou vzniku nad 573 °C a neprítomnosť maximálneho mikroklinu, ktorého teplota vzniku sa odhaduje pod 540 °C.

Mechanickým zhodnotením analytických údajov pri nerešpektovaní hore uvedených zásad, sme získali teploty kryštalizácie živcov v rozmedzí 510 °C—480 °C; to je zjavne v rozpore s hodnotami získanými pomocou navrhovaného metodického postupu.

Literatúra

- BROWN, B. E. 1962: aluminium distribution in an igneous maximum microcline and the sanidine microcline series. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42., 2. Kobenhavn, 25—36.
- BARTH, T. F. W. 1962: The feldspars geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42, 2, Kobenhavn, 330—339.
- CHRISTIE, O. H. J. 1962: Observations on natural feldspars: Randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. *Norsk. Geol. Tidekr.* 42, 2, Kobenhavn, 389—393.
- KLINEC, A.—MACEK, J.—DÁVIDOVÁ, Š.—KAMENICKÝ, L.: Rochovský granit v styčnej zóne gemerid s veporidmi. *Geol. Práce, Správy* 00, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 000—000.



Vladimír Bezák—Eva Planderová

Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporidov

1 fotogr. tab. (XII)

Abstract. In the so far „dumb“ complex of albitic gneisses we succeeded in finding palynological remains indicative of the Early Paleozoic age of the complex. In this way already the ages of all the main complexes of metamorphites in the South Veporides have been determined. Besides that, also the Early Paleozoic age of the Hron complex has been confirmed again. Discussed is the Late Paleozoic age of some rock belts.

Kohútске pásmo patrí k najzložitejším oblastiam kryštalinika v Západných Karpatoch. V juhozápadnej časti sa na jeho stavbe podieľa niekoľko komplexov rozličného petrografického zloženia (svory, albitické ruly, bridlice a metakonglomeráty, grani-toidy, fylity a iné). Na základe štúdia minerálnych asociácií a pomocou exaktnejších metód (grafitový geotermometer) sa v posledných rokoch podarilo dokumentovať, že väčšina kryštalických bridlíc v tejto oblasti patrí k horninám progresívne metamorfovaným vo fácií zelených bridlíc. Taktiež boli získané údaje o ich veku.

Doteraz bol paleontologicky doložený vek granátických svorov hronského kom-plexu ako staropaleozoický a vek fylitov „série“ Hladomornej doliny ako staropa-leozoický, v jednej ich časti aj ako mladopaleozoický. Pri mapovaní v širšom okolí Kokavy nad Rimavicou boli zistené grafitické polohy, vhodné na palinologické zhodnotenie aj v rozsiahlom doposiaľ nedatovanom komplexe albitických rúl (ide o horniny rulového vzhľadu, ale pritom slabo metamorfované). Tento komplex, ktorý vykazuje určité príbuzné znaky so „sériou“ Hladomornej doliny, je litologicky pomerne jednotvárný a obsahuje len vložky grafitických bridlíc (hojné hlavne sz. od Zlatna) a polohy svetlých bridlíc a svetlých rúl nejasnej príslušnosti. Z grafitických bridlíc sme získali organické zvyšky, medzi ktorými sa vyskytli aj určité spóry. Určovanie sťažovala dosť silná grafitizácia. Maceračnými metódami sa podarilo odstrániť čiastočne grafitický povlak zo spór, takže sa časť dala určiť rodovo prípadne i druhove.

RNDr. V. Bezák, RNDr. E. Planderová, Csc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Vzorky grafitických bridlíc vystupujúcich na hrebeni asi 1,5 km juhozápadne od Kokavy obsahovali nasledovné spoločenstvo palinomorf: *Planisporites minimus* Mc Gregor z devónu (tab. XII obr. 6), *Auroraspora cf. macra* Sullivan z vrchnejšieho devónu (tab. XII obr. 8). Pestrejšie spoločenstvo bolo určené v grafitických bridliciach, ktoré sa nachádzajú v albitických rulách na hrebeni asi 400 m severozápadne od k. Kubiňovská hora, západne od Zlatna. Ide o tieto palinomorfy: *Synsphaeridium cf. sorediforme* Tim. zo silúru (tab. XII obr. 10), *Leiotriletes cf. laevis* Naum. zo silúru až spodného devónu (tab. XII obr. 7), *Archeoperisaccus* sp. hlavne z devónu (tab. XII. obr. 9), *Archeozonotriletes* sp. hlavne z devónu, *Archeoperisaccus oblongus* Owens zo spodného devónu, *Samarisporites* z devónu. Z inej lokality severne od Zlatna bol ešte určený druh *Ammodinium sannemanni* Deunf. (tab. XII obr. 3) zo silúru.

Okrem týchto určení sa aj v tejto oblasti potvrdil staropaleozoický vek svorov, ktoré vystupujú v úzkom pruhu v okolí Kokavy, a ktoré možno korelovať s hronským komplexom. Vo vzorke grafitických kvarcitov (poloha vo svoroch asi 1 km sv. od Kokavy) sa našli nasledovné palinomorfy:

Dictiotriletes cf. minor Naum. (tab. XII, obr. 1) uvádzaný zo spodného devónu, *Leiotriletes laevis* Naum. (tab. XII obr. 4—5) z vrchného silúru až spodného devónu a *Retusotriletes tenerimedium* Tchibr. (tab. XII obr. 2) zo spodného devónu. ostatné organické zvyšky boli väčšinou útržky pletív.

Predbežne môžeme teda všetky vzorky zaradiť vekove do staršieho paleozoika v rozpätí silúr — devón. Významné je toto zistenie najmä pre albitické ruly, pretože ide o prvé doloženie veku rulovitých hornín vo veporidoch. Posledné výskumy ďalej ukazujú, že veľká časť hornín v tejto oblasti bude zrejme patriť mladšiemu paleozoiku (ide hlavne o novovyčlenený pruh bridlíc, ktoré obsahujú okrem iného aj magnezity, a metakonglomerátov v masíve Sinca). Vyplyva to zatiaľ len z litologických a metamorfnych znakov týchto hornín, priamo sa nám vek zatiaľ nepodarilo doložiť. Pokračujeme však v systematickom vzorkovaní vo vybraných profiloch v tejto oblasti a veríme, že po ďalšom štúdiu sa budeme môcť bližšie vyjadriť k veku všetkých tu vystupujúcich komplexov.

Vysvetlivky k tab. XII

Obr. 1 *Dictiotriletes cf. minor* Naum.

Obr. 2 *Retusotriletes tenerimedium* Tchibr.

Obr. 3 *Ammodinium sannemanni* Deunf.

Obr. 4—5 *Leiotriletes laevis* Naum.

Obr. 6 *Planisporites minimus* Mc Gregor

Obr. 7 *Leiotriletes cf. laevis* Naum.

Obr. 8 *Ancyrospora* sp.

Obr. 9 *Archeoperisaccus* sp.

Obr. 10 *Synsphaeridium cf. sorediforme* Tim.

Recenzia knihy Imrich Vaškovský: Paleogeografické mapy Slovenska, kvartér

35 str. textu, 7 map 1:1 250 000. Geologický ústav Dionýza Štúra. Bratislava 1979.

Uvedený soubor map s vysvětlujícím textem, zpracovaným ve slovenské, anglické a ruské verzi, představuje u nás první pokus o podrobnější mapové znázornění složitých paleogeografických změn, které se odehrály během různých fází kvartéru. Podkladem ke konstrukci map byly výsledky rozsáhlých výzkumů slovenského kvartéru, které probíhaly od konce II. světové války a které tentýž autor monograficky zpracoval v knize „Kvartér Slovenska“.

Hlavní náplní map je plošné vyjádření jednotlivých ekozón, které se na Slovensku projevují jako výškové stupně, vykazující jednak charakteristickou vegetaci, jednak určité druhy sedimentů a půdní typy. Rekonstrukce vychází z jednotlivých konkrétních pozorování a náplň se řídí hustotou a povahou dat, která jsou z jednotlivých období po ruce. Série počíná nejstarším pleistocénem, kde se snaží autor vyjádřit souborně stav v teplých fázích, pokračuje pak glaciály M, R a W, jakož i příslušnými interglaciály M/R a R/W, a končí holocénem.

V glaciálech se rozlišuje barvami vysokohorská nivální krajina s centry zalednění, horská tundrová krajina, lesotundrová krajina kotlin a lesostepní krajina nížin a jejich výběžků, která se víceméně kryje s rozšířením eolických hlín. Jemně tištěný rastr znázorňuje podklad s důrazem na výskyt význačných kvartérních uloženin. Značkami jsou podchycené význačné lokality archeologické a paleontologické.

Bohatší náplň mají interglaciály s celou škálou barevně vyznačených vegetačních stupňů. Zde ovšem není zachycen podklad, neboť mapa by byla přesycena, je však vždy po ruce v mapě předcházejícího chladného období. Zvláštní postavení zaujímá holocén, kde je náplň mapy přizpůsobena mimořádným poměrům v tomto období, kdy přírodu již značně ovlivnil a místy i přetvořil člověk. Proto mapa zachycuje bodově rozšíření význačných pravěkých kultur, jako je časný a pozdní neolit a obdobně eneolit. Barevně je znázorněno rozšíření významných půdních typů od nivních a lužních půd po horská kamenná moře a firnoviska. Toto řešení se snaží vyhnout problematické otázce rekonstrukce vegetačních zón tím, že místo nich podchycuje půdy, což je v daném případě konkrétnější a lépe harmonuje s celkovým zaměřením map. Ani vegetace však není opomenuta — barevnými čarami je vyjádřena horní hranice teplomilných listnáčů a horní hranice lesa, jednak na počátku holocénu, jednak v atlantiku, tj. v klimatickém optimu. Významné lokality pramenných vápenců a rašelin, jakož i lokality s provedeným datováním ^{14}C jsou

vyjádřeny bodově. Podstatně jednodušší náplň má naproti tomu mapa nejstaršího kvartéru, což je dáno především malým počtem opěrných bodů a menší přesností jejich zařazení.

Obsah map i jeho grafické vyjádření mohou vyvolat diskusi s řadou kritických připomínek. K tomu je však třeba předem podotknout, že jakékoli hodnocení musí brát v úvahu měřítko map, které nutí k široké generalizaci, a pak množství a topografické rozložení dokladů, které jsou v současné době po ruce. Vezmeme-li v úvahu tato hlediska, přesvědčíme se, že řadu připomínek bude možno realizovat až v budoucnu, kdy se vyplní některé dosud bílé plochy na základě nových pozorování a kdy bude možno obdobné mapy zpracovat v podrobnějších měřících, např. 1 : 500 000 nebo aspoň 1 : 750 000.

V každém případě třeba ocenit, že kolektiv pod vedením I. Vaškovského učinil první nutné kroky, z nichž mohou vycházet další práce obdobného zaměření. Bylo by si jen přát, abychom se brzo dočkali podobných map pro celé území ČSSR a aby tyto mapy pronikly do všech odborných kruhů, které jich mohou využít, např. geobotanických a krajinně-ekologických, tedy i mimo rámec geologie a přírodních oborů.

Vojen Ložek

Recenzia súborného knižného diela: *Geology and Geochemistry of Manganese*

Zv. 1, 2, 3. Editori: I. M. Varentsov, Gy. Grasselly. Vydavateľstvo; Akadémiai kiadó, Budapest 1980

Súborná vedecká štúdia o geológii a geochemii mangánu vznikla za spolupráce vedcov mnohých krajín, predovšetkým Sovietskeho zväzu a Maďarskej ľudovej republiky, predstavitelia ktorých (I. M. Varentsov, GÚ-AV ZSSR Moskva; Gy. Grasselly Univerzita Joz. Attilu Szeged) sa ujali úlohy editorov všetkých troch zväzkov za spolupráce edičnej rady (R. G. Burns USA, D. S. Cronan United Kingdom, J. E. Cudjoe Ghana, S. Roy India, E. Seibold Fed. Rep. Ger., R. K. Soren USA, H. Walther Fed. Rep. Ger.). Základom diela sú referáty a štúdie z príležitosti 2. Medzinárodného sympózia o geológii a geochemii mangánu organizovaného v rámci IAGOD komisiou pre Mangán a pracovnou skupinou IGCP Projekt 111, z príležitosti 25. Medzinárodného geologického kongresu (IGC) v Sydney v dňoch 17.—24. augusta 1976.

Trojzväzkové dielo má logické usporiadanie tém a problémov. Každý zväzok obsahuje vyčerpávajúco spracovanú vytyčenú problematiku. Príspevky jednotlivých autorov a autorských kolektívov predstavujú ucelené kapitoly, resp. časti s tematikou všeobecne geologickou, mineralogickou a geochemickou, regionálnou a metodickou. Všetky tri zväzky majú samostatne spracované úvodné kapitoly od jednotlivých členov edičnej rady (Sv. 1 — R. K. Soren, 2 — S. Roy, 3 — D. S. Cronan). Tu sa dozvie čitateľ o zámere diela, stručne o súčasnom stave poznatkov a hlavne o problémoch a možných smeroch ďalšieho výskumu. Potom už každý zo zväzkov má vlastnú vnútornú štruktúru. Súčasťou každého zväzku je register termínov, kvôli kontinuite celého diela sú tu aj obsahy ostatných zväzkov a adresár popredných špecialistov v danej problematike i účastníkov 2. Sympózia v Sydney 1976.

I. zväzok (Mineralogy, Geochemistry, Methods) je venovaný hlavným problémom mangánu z hľadiska mineralógie a geochemie, samozrejme vždy s ohľadom na geologickú situáciu jednotlivých študovaných lokalít. Autori v siedmich referátoch vyčerpali rozsiahlu tematiku genézy, metamorfózy a výskytu mangánových minerálov, v ďalších piatich referátoch problémy geochemickej povahy mangánu, so zvláštnym dôrazom na podmienky vzniku a za použitia najnovších výsledkov štúdia v recentných bazénoch. Osobitnou časťou zväzku sú dve kolektívne štúdie výlučne metodického zamerania na výskum mangánových rúd.

II. zväzok (Manganese Deposits on Continents) sa zameriava na jednotlivé významnejšie oblasti výskytu mangánových rúd v celosvetovom meradle. Vo vstupnej časti zväzku sú dva referáty všeobecného charakteru o genéze mangánových ložísk a jeden referát o prekambrikských mangánových ložiskách biogénno-sedimentárneho pôvodu. V ďalšej časti sú vyčerpávajúco a s veľkým prehľadom spracované najvýznamnejšie ložiská štátov z jednotlivých kontinentov — z Afriky (Gabon), Južnej Ameriky (Brazília), z Austrálie a Nového Zélandu, z Európy (Maďarsko), z Ázie (India, Južná Kórea) a osobitne možno spomenúť deväť príspevkov sovietskych geológov, ktorí zhodnotili nielen všetky mangánové ložiská ZSSR súhrnne, ale aj podrobne ložiská mangánu na Ukrajine, v Gruzínsku, severnom Arménsku, Kazachstane a v oblasti horného toku Angary (RSFSR).

Tento zväzok je zvlášť obohatený o mnohé obrazové a grafické prílohy, početné mapy a profile dokumentujúce geologickú situáciu a stavbu jednotlivých ložísk. Možno sa však kriticky vyjadriť k veľmi podrobným štúdiám niektorých ložísk na jednej strane a na druhej strane k neúplnému celkovému zhodnoteniu kontinentov. Tak napr. výskyty mangánových rúd v Európe sú reprezentované len maďarskými ložiskami, hoci pri inej koncepcii tohto zväzku mohli problematiku mangánových ložísk

obohatiť aj príspevky z iných krajín. Podobne sa možno vyjadriť aj o Afrike a Južnej Amerike. Editori mali pri zostavení tak rozsiahleho a významného diela zaktivizovať autorov z ďalších krajín. Rozhodne v tomto II. zväzku mali predložiť obsiahly register ložísk a významnejších výskytov mangánu zo všetkých kontinentov alebo aspoň z Európy, pre ktorú mali dobrý podklad v materiáloch k Metalogenetickej mape Európy.

III. zväzok (*Manganese on the Bottom of recent Basins*) predstavuje súbor veľmi zaujímavých príspevkov ku genéze mangánových rúd jednak zo všeobecného pohľadu, ale hlavne na príklade výskumu recentných bazénov.

Osobitne sú zhodnotené najvýznamnejšie oblasti tvorby mangánových koncentrácií v Pacifiku, Atlantiku a v Indickom oceáne. Prínosom pre riešenie problematiky sú aj štúdie z plytkovodných bazénov a zvlášť vysvetlenie mikrobiologických hľadísk vzniku mangánových rúd.

I tento zväzok je bohatý na obrazové a grafické prílohy a svojím celkovým zameraním vhodne dopĺňa prvé dva zväzky.

Dielo *Geology and Geochemistry of Manganese* predovšetkým významne obohacuje odbornú geologickú literatúru, prináša cenné poznatky z výskumu mangánových rúd, ktorý bol náplňou projektu IGCP 111 a Komisie pre mangán v rámci asociácie IAGOD.

Knižné dielo možno objednať u distribútorskej organizácie : KULTURA, H-1389 Budapest, P.O.B. 149

Vozár Jozef

Anna Vozárová

Nález zvyškov červov v maluzínskom súvrství (perm; hronikum)

1 fotografická tabuľka (XIII)

Abstract. In the Maluziná Formation (Permian; Hronicum) remnants of worm bodies were found.

Maluzínske súvrstvie (bližšie definované a opísané v práci A. Vozárová—J. Vozár 1981) obsahuje polohy jemných sedimentov — prachovcov a bridlíc červenej a červenohnedej farby, v ktorých sa veľmi často nachádzajú stopy po činnosti organizmov. Zachované sú predovšetkým stopy po pohybe (chaotický systém navzájom sa križujúcich brázd a tunelov) a stopy po bývaní (rúrkovité útvary, často v tvare U).

Na lokalite NT-13, v doline Ipoltica pri hájovni Házička, boli nájdené telá červov vyplnené jemným sedimentom. Tvar tiel je typicky červovitý, valcovitý alebo sploštený. Skulptúra na povrchu tiel nie je zachovaná. Len vzácne sú rozlíšiteľné náznaky článkovania.

Medzi nájdenými zvyškami možno na základe rozmerov rozlíšiť dva druhy. Prvá skupina má tvar tela valcovitého, pravidelného, o priemere 5—6 mm. Dĺžka zachovaných tiel dosahuje 12—13 cm. Povrch tela majú bez skulptúry, slabopoprehýbaný, čo pravdepodobne naznačuje pôvodné články. V druhom prípade je telo červa sploštené, široké 16 mm. Dĺžka zachovaného zvyšku je 14 cm, avšak pôvodná veľkosť živočicha bola pravdepodobne väčšia. Telo je pravidelne článkované. Dobré je odlíšiteľná vnútorná a vonkajšia časť tela červa, pričom rozdiel je zvýraznený i farebne (vnútorná časť obohatená o organický pigment).

Nález zvyškov tiel červov v permie hronika je prvým nálezom v podobných sedimentoch Západných Karpát vôbec. Všeobecne sa tento druh živočíchov zachováva v sedimentoch zriedka a nedokonale.

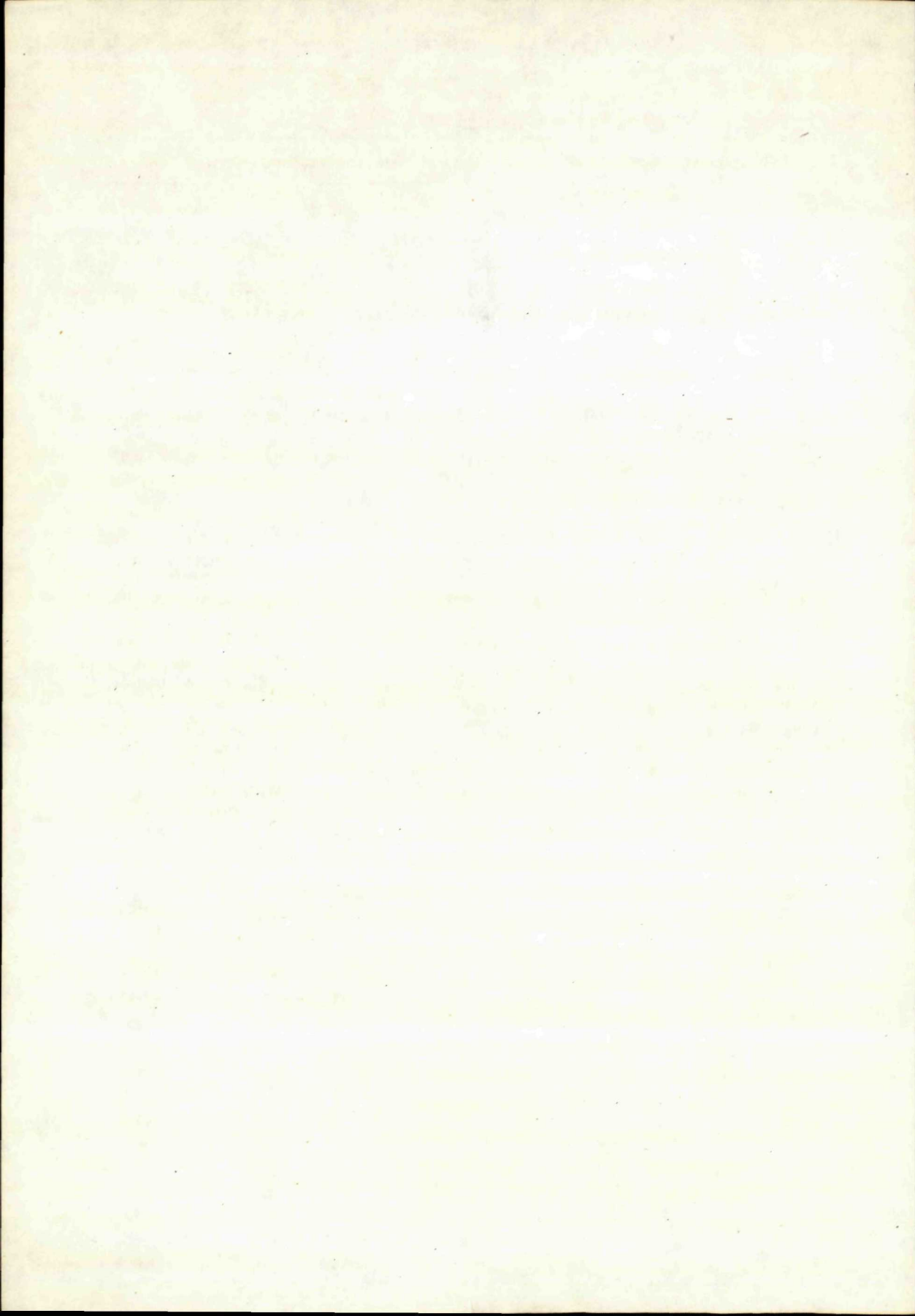
Opísané nálezy zvyškov červov, zobrazené na priložených fotografiách, neboli doposiaľ študované ani bližšie určené. Je možné, že ani po podrobnejšom štúdiu nebudú môcť byť presnejšie určené a využité pre biostratigrafické účely. V každom prípade ich nálezy sú cenným materiálom pri interpretácii sedimentačného prostredia.

Fotografická tabuľka XIII: Nález zvyškov červov v maluzínskom súvrství (perm; hronikum)

Foto: H. Jendeková.

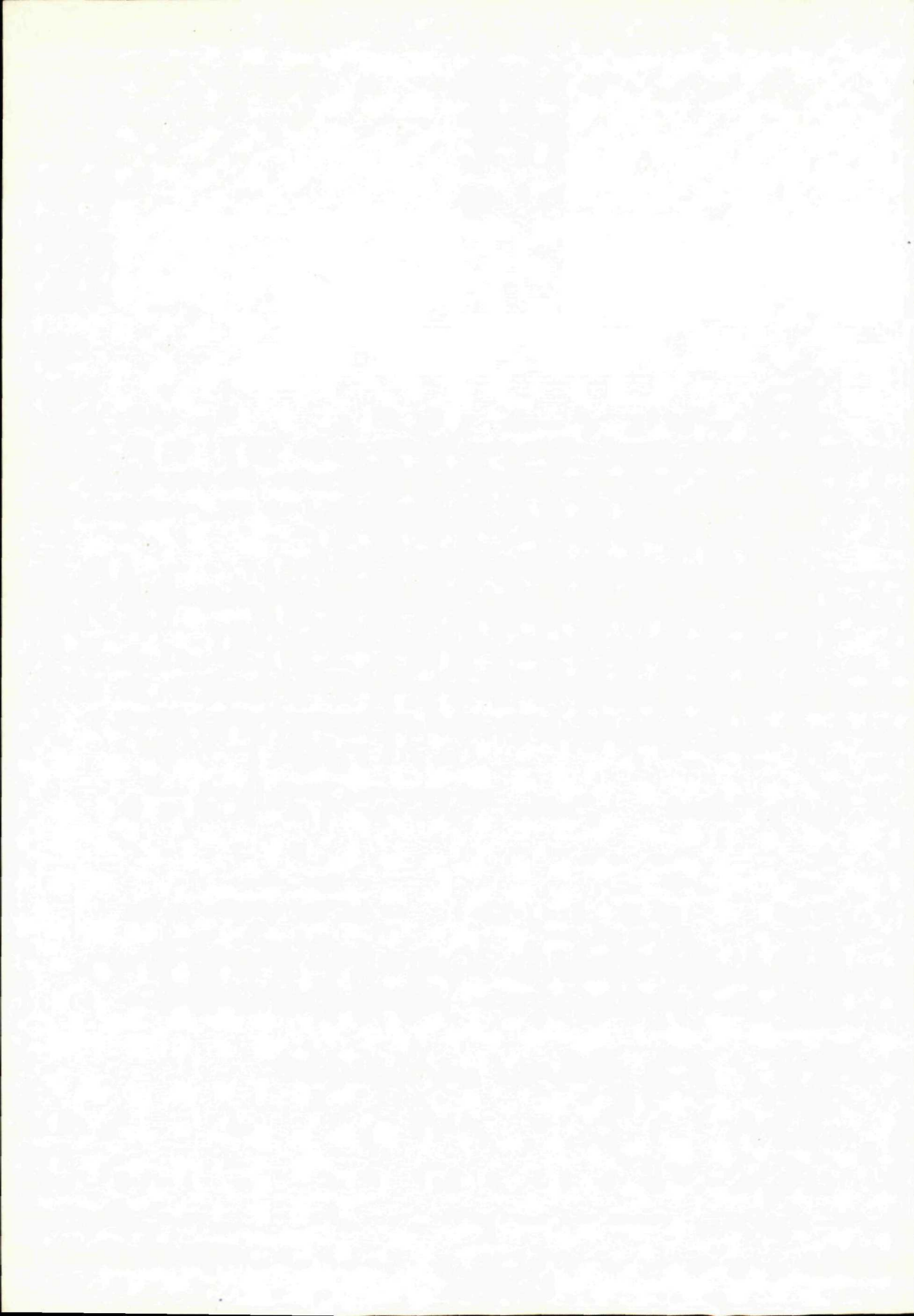
Literatúra

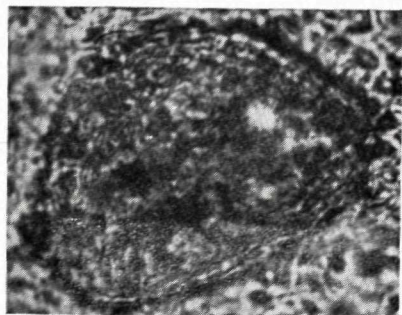
- Vozárová A.—Vozár J. 1981: Litostratigrafická klasifikácia mladšieho paleozoika hronika. Mineralia slov. 13, 4, Bratislava (v tlači).



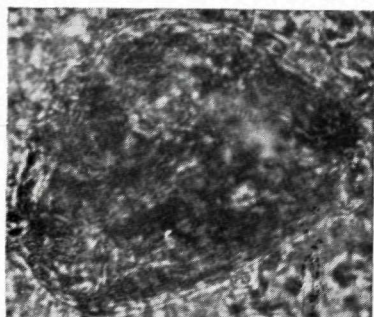
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

I—XII

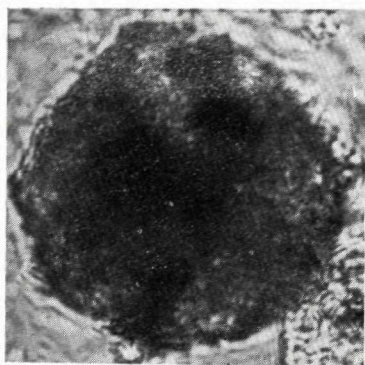




1

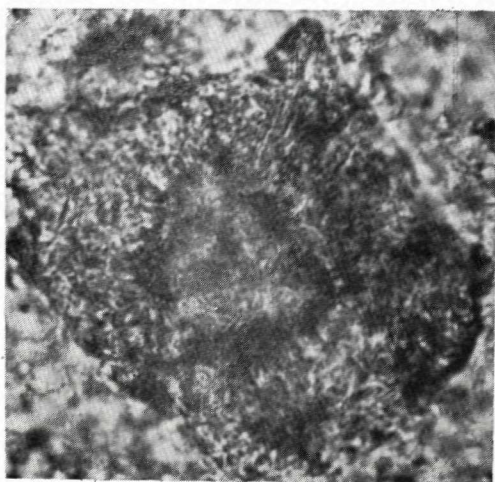


2

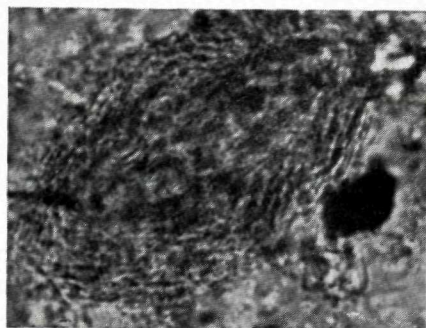


3

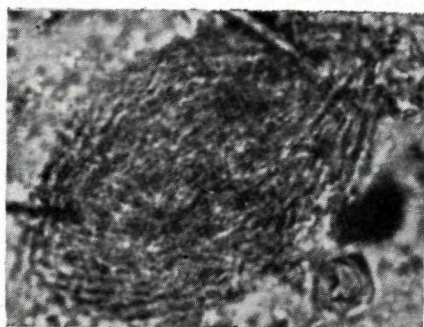
30 μ



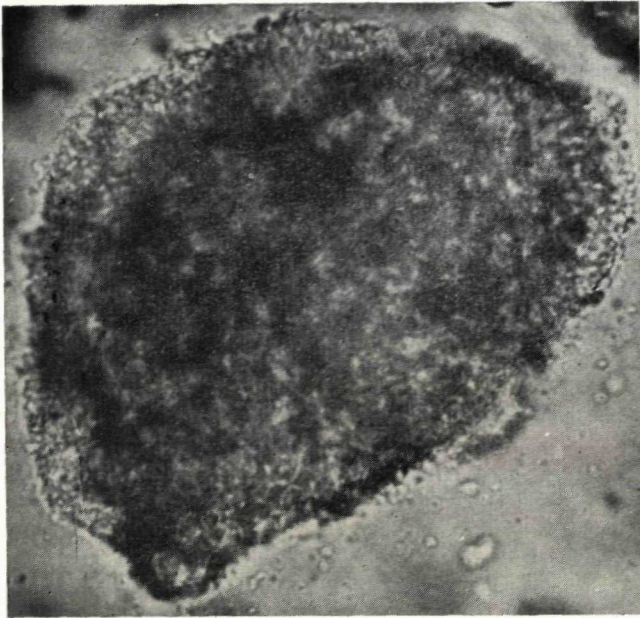
4



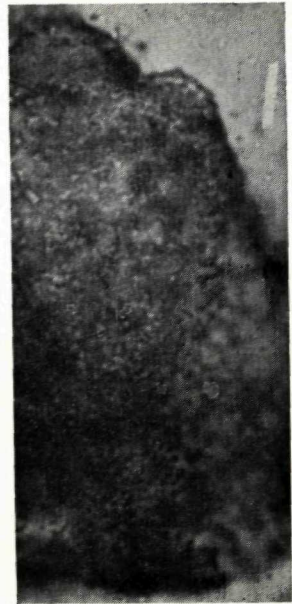
5



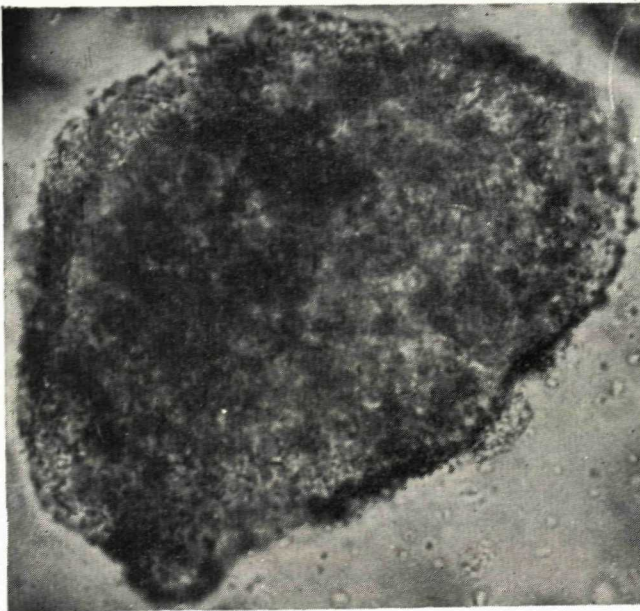
6



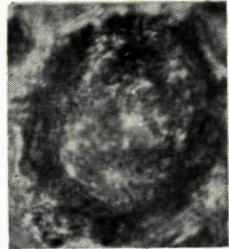
1



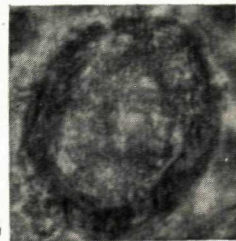
3



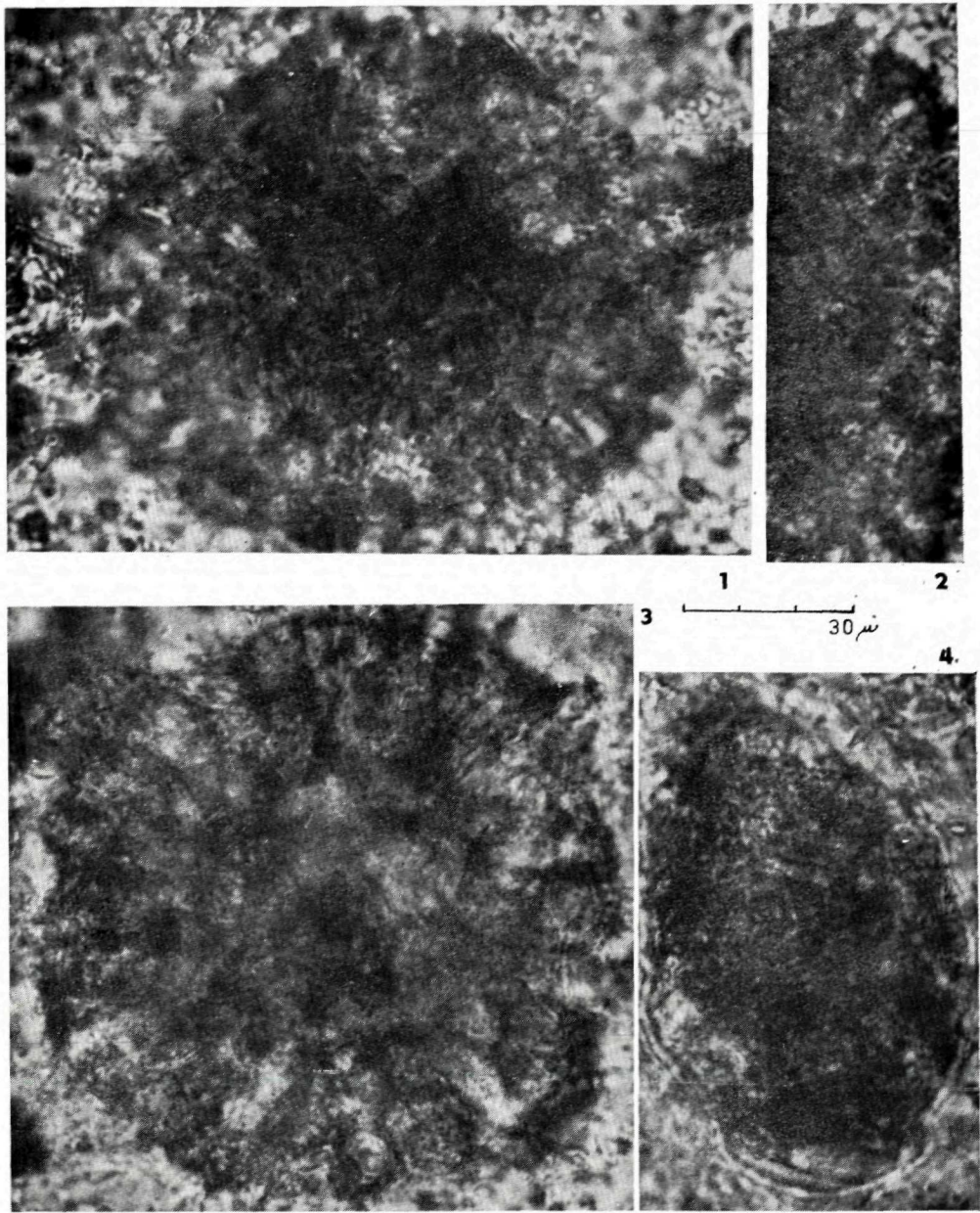
2

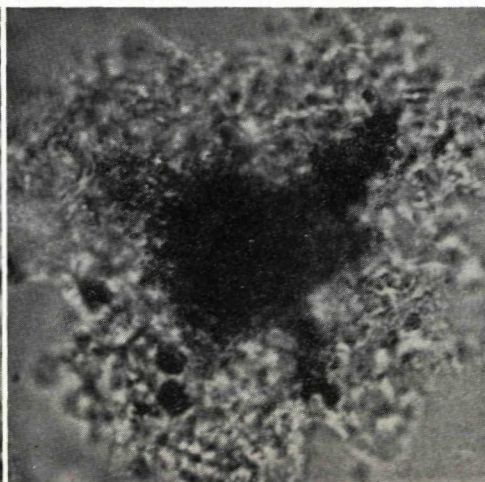
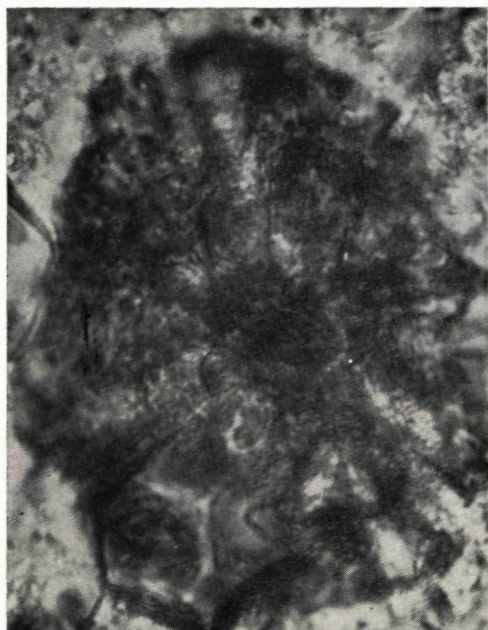


4

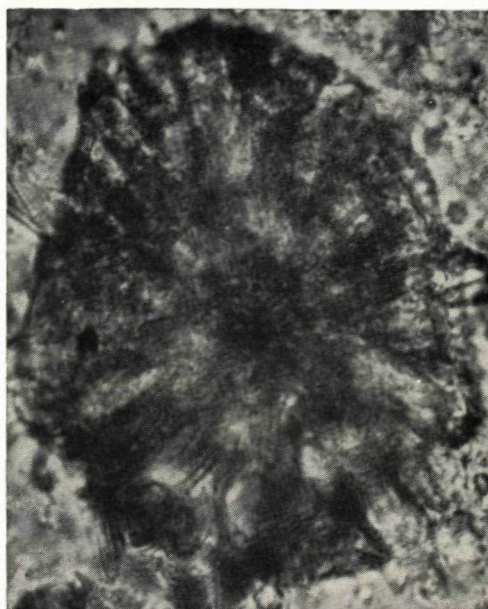


5



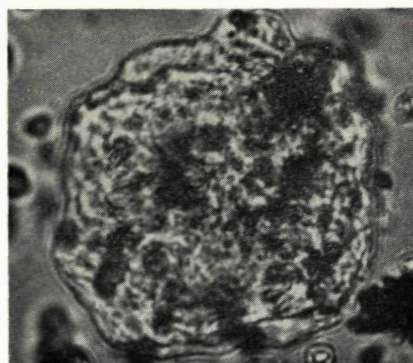


2



1

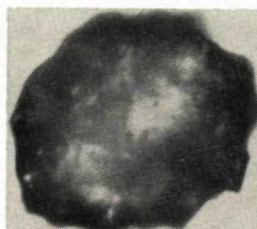
3



4

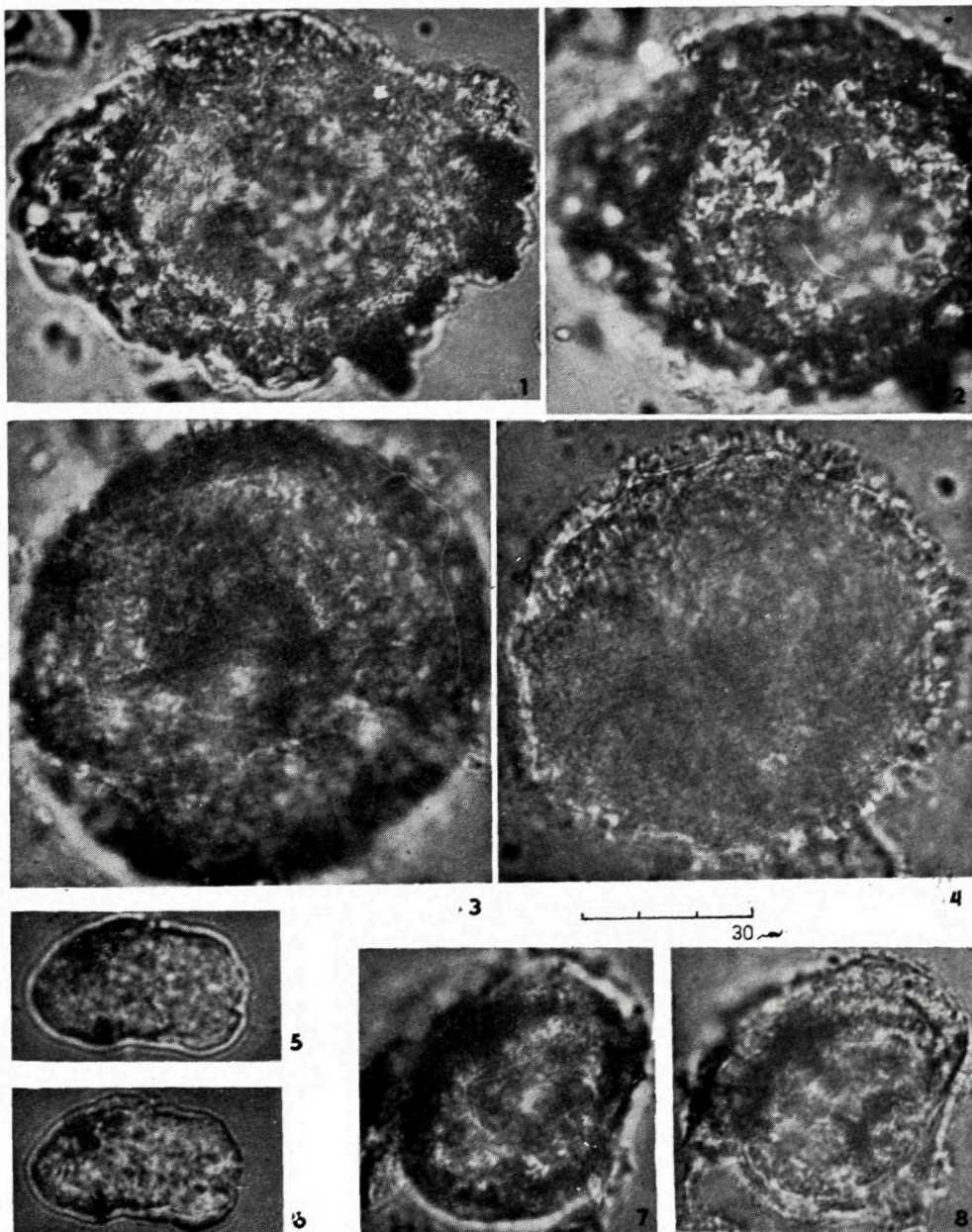
30 μ m

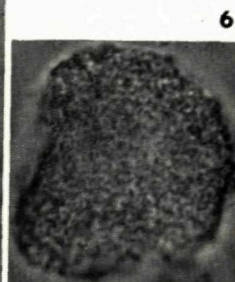
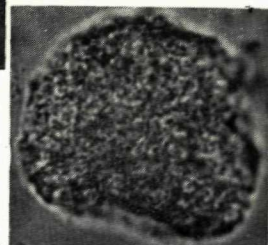
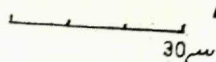
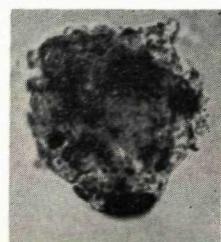
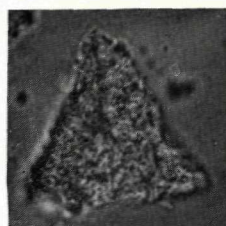
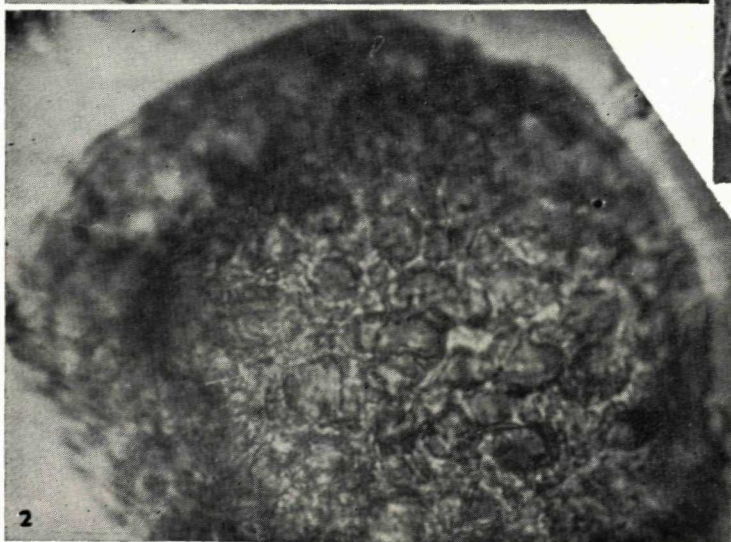
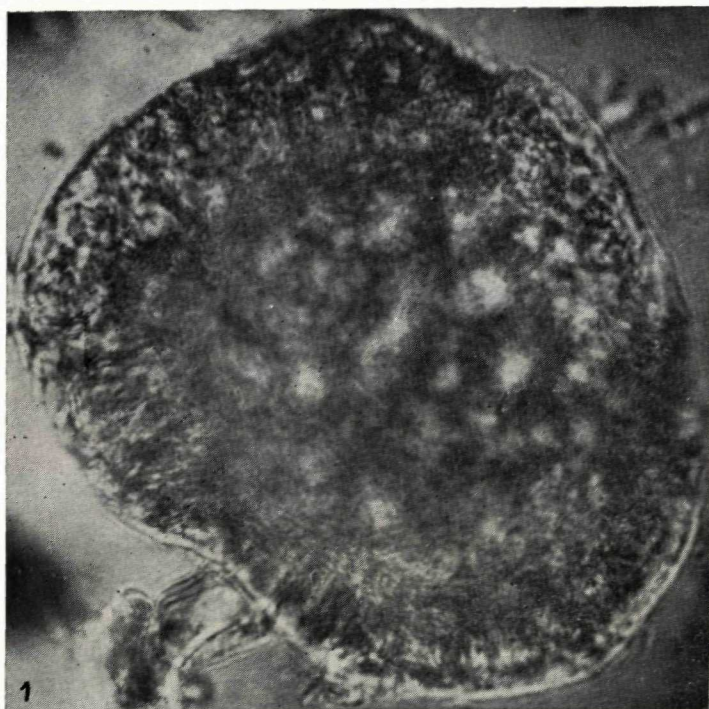
5

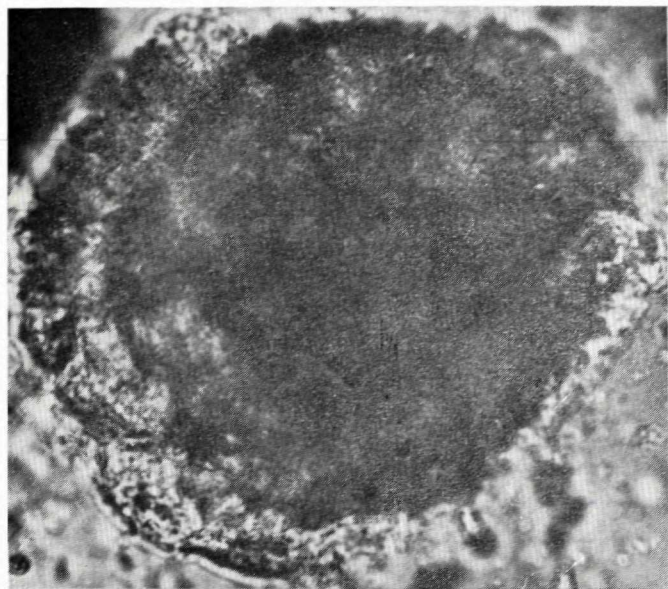


6

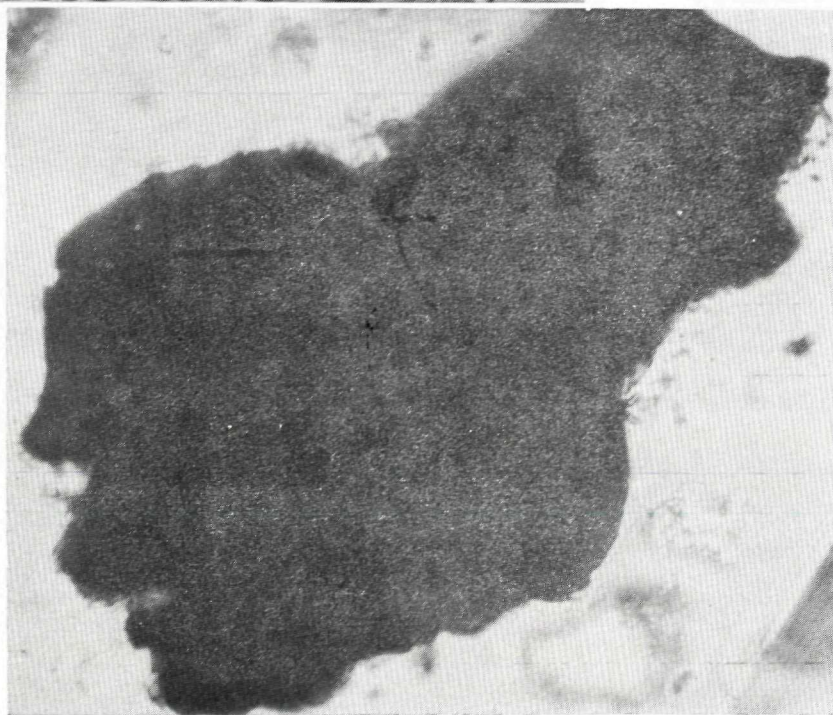








30 μ





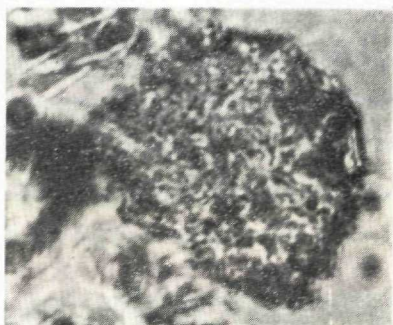
1



2



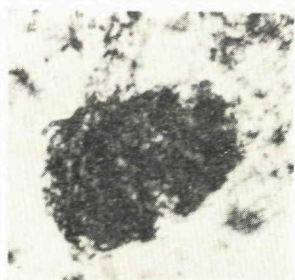
3



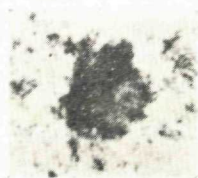
4



6



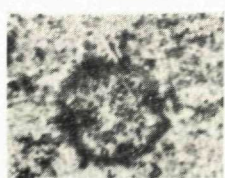
5



7



8



9

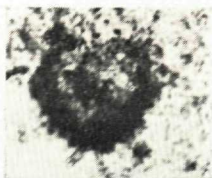


10



11

14



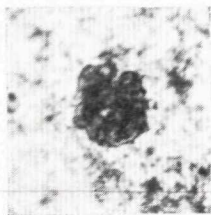
12



13

15

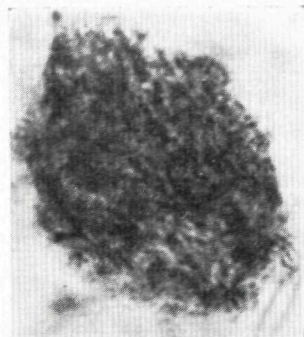




1



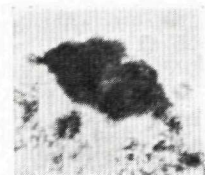
2



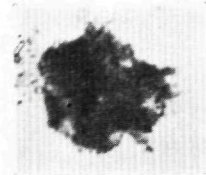
4



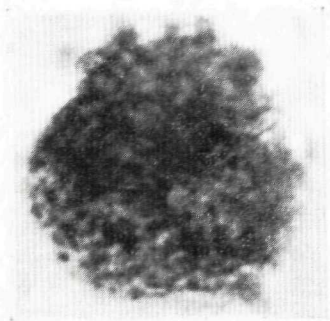
5



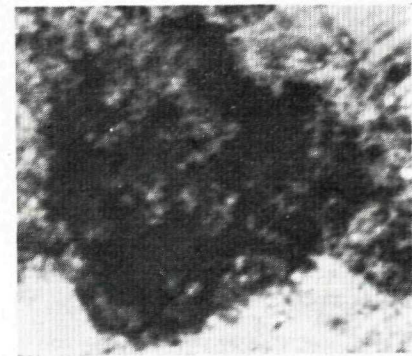
7



8

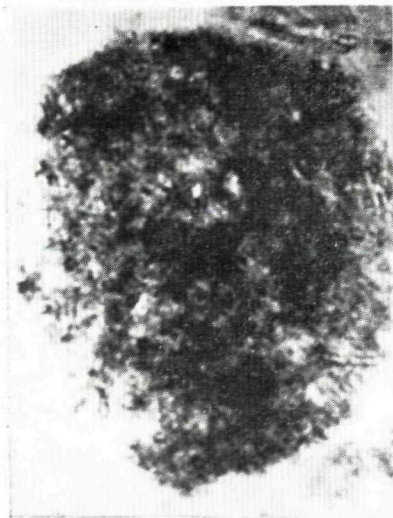


6



9

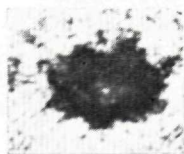
12

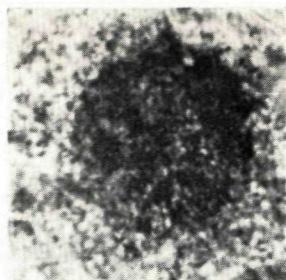
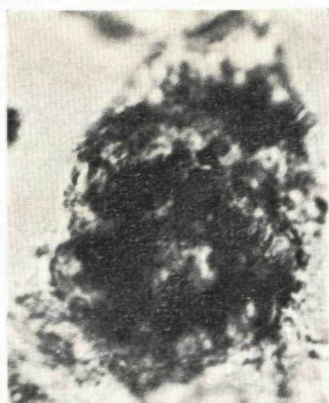


11



10

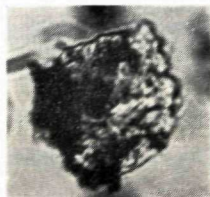
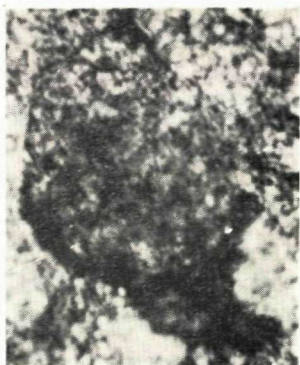




1

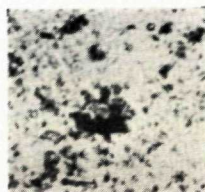
2

3

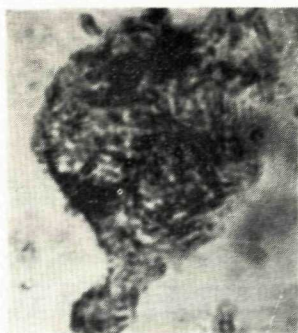


4

5



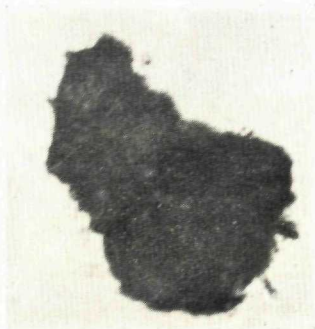
6



7



8



9



10



11

15



12

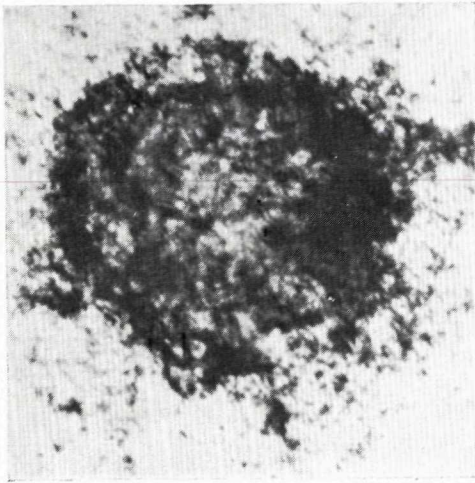


13

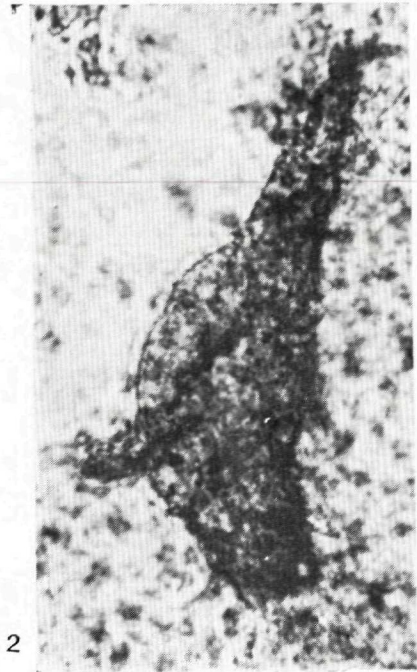


14





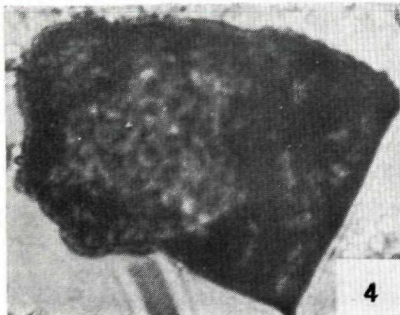
1



2



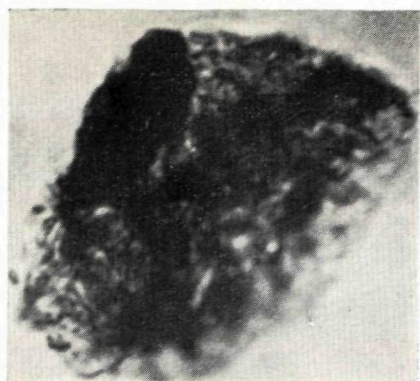
3



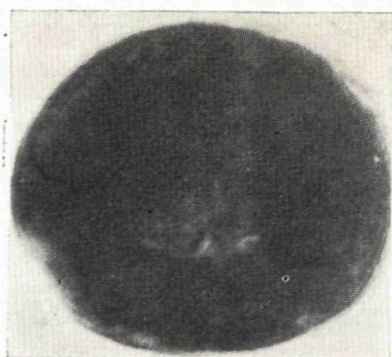
4



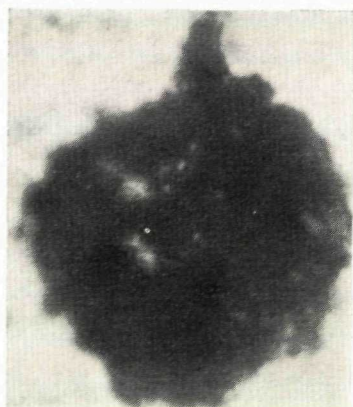
5



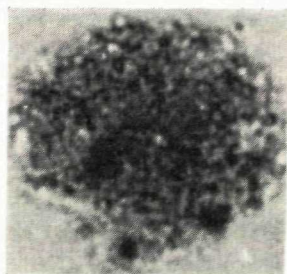
1



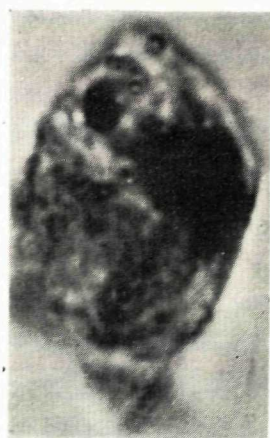
2



3



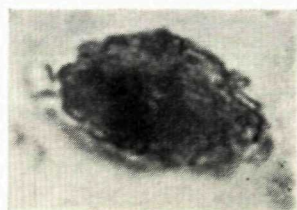
6



9



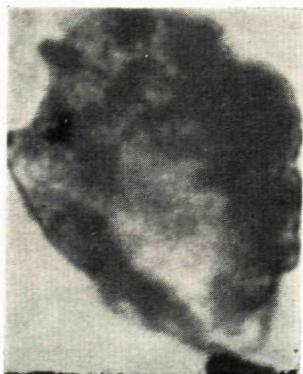
7



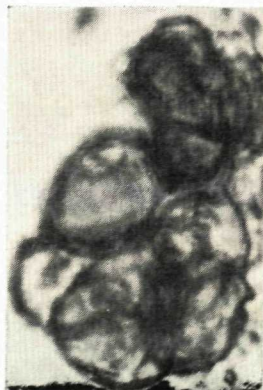
4



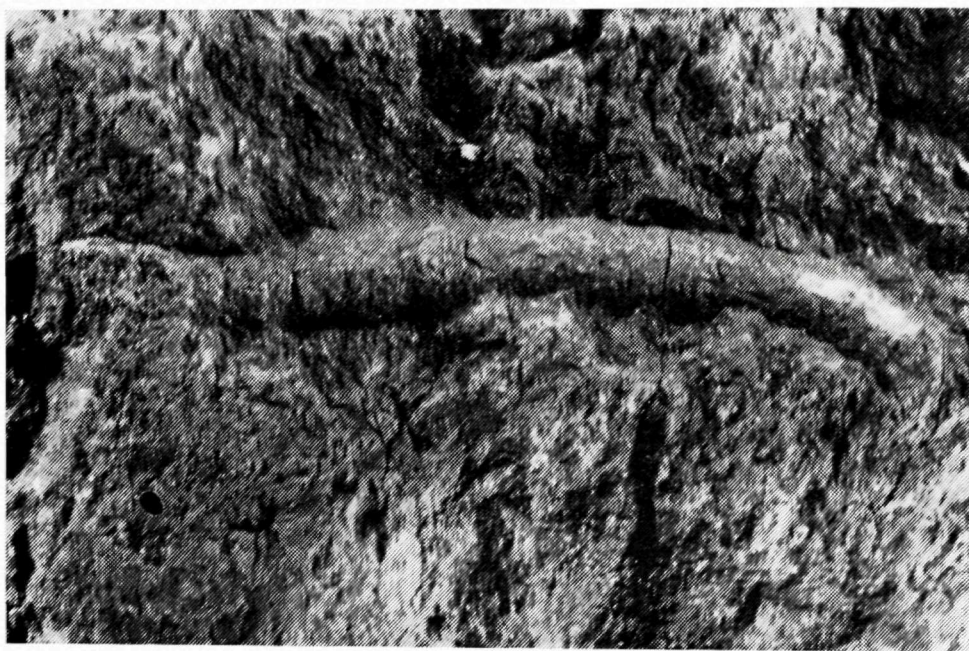
5

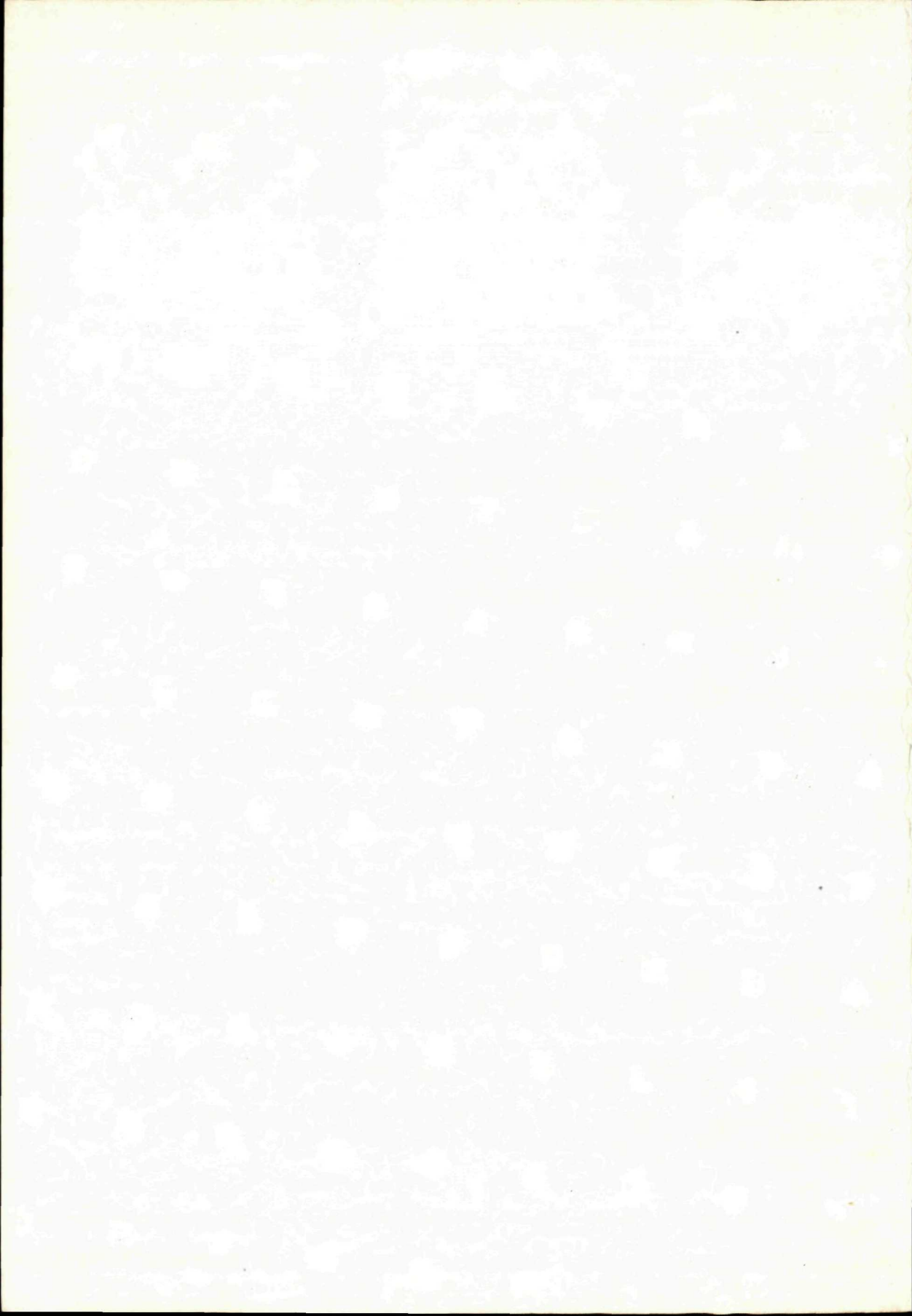


8



10





GEOLOGICKÉ PRÁCE

Správy 75

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1981

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková úprava: Anna Sečanská a Slavena Smolíková

Technická úprava: Gabriela Šipošová

Vytlačili Západoslvenské tlačiarne, n. p., závod Svornosť, Bratislava roku 1981. Náklad 650 kusov, povolenie SUKK 1197/0 — 1980. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 13,42, VH 13,77.

Cena brož. Kčs 23,—

Tem. skup. 03/9
Cena brož. Kčs 23,—