

989/13

# GEOLOGICKE PRA'CE

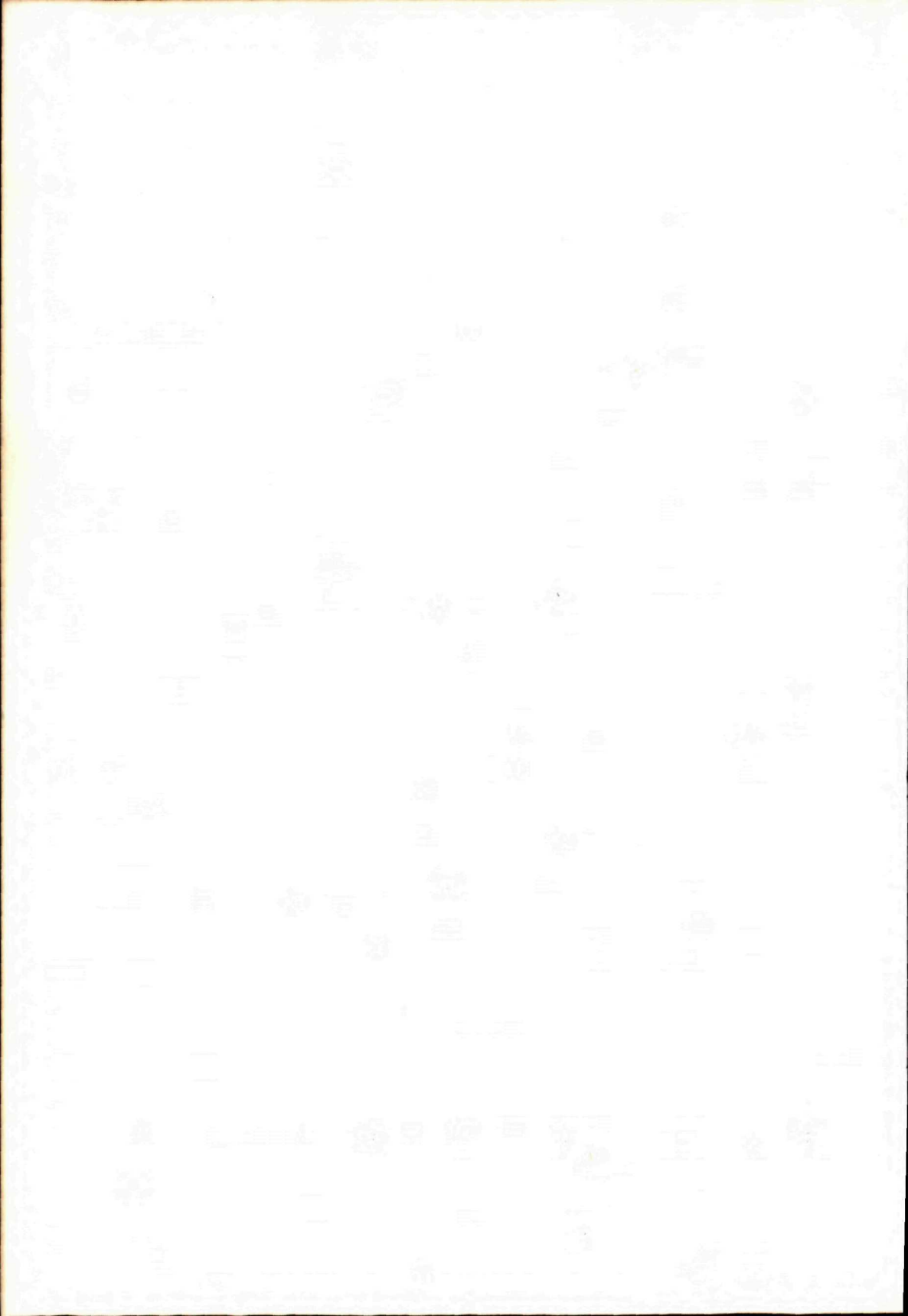
CS ISSN 0435 — 4795

1 B 190



SPRÁVY 82

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1985



**GEOLOGICKÉ PRÁCE  
SPRÁVY 82**

Vedecký redaktor

RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Redakčný okruh

RNDr. A. BIELY, CSc., prof. Ing. F. ČECH, DrSc., člen korešp. SAV O. FUSAN, DrSc., RNDr. J. GAŠPARIK, CSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. M. HARMAN, CSc., Doc. RNDr. D. HOVORKA, CSc., RNDr. Ing. J. KANTOR, CSc., RNDr. M. KALIČIAK, CSc., Ing. E. KULLMAN, CSc., RNDr. M. RAČICKÝ, CSc., RNDr. P. REICHWALDER, CSc., RNDr. O. SAMUEL, DrSc. (predseda edičnej rady), prof. RNDr. C. VARČEK, CSc., RNDr. I. VAŠKOVSKÝ, DrSc., RNDr. J. VOZÁR, CSc.

**GEOLOGICKÉ  
PRÁCE**

**SPRÁVY 82**

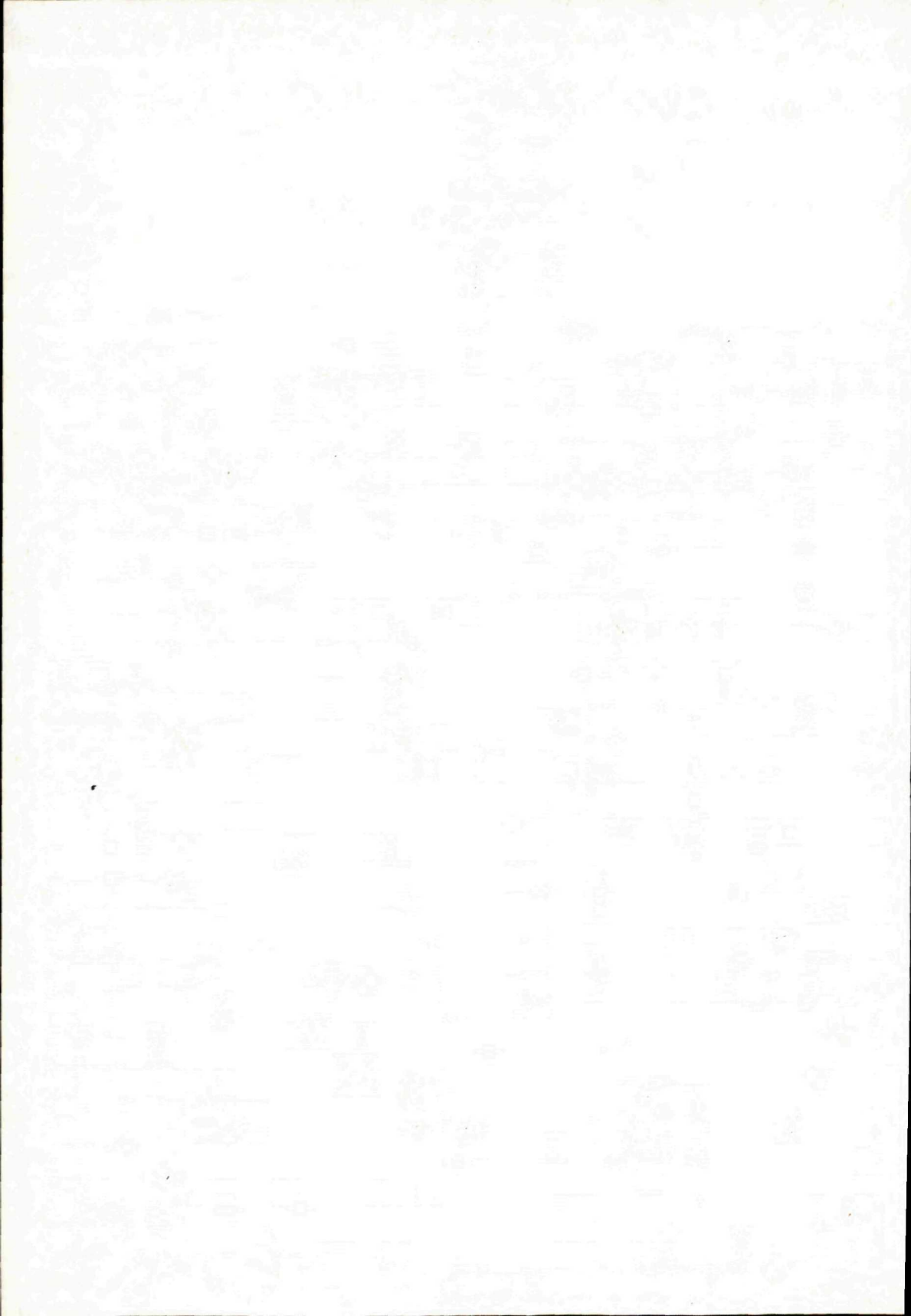
8027  
83

✓

Geologický ústav D. Štúra KNIŽNICA, Bratislava	
Signatúra:	1B196
kat. čís.:	989/85
Kčs kúpa:	33.-
Kčs vým.:	
Kčs dar:	

Geologický ústav Dionýza Štúra  
 KNIŽNICA  
 Mlynská dolina 1  
 817 04 BRATISLAVA

KANTOR, J.: Za Ing. Martinom Rybárom . . . . .	7
BAŇACKÝ, V.: K 60-ročnému jubileu RNDr. Imricha Vaškovského, DrSc. . . . .	9
VASS, D.: Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., šesťdesiatročný . . . . .	13
VASS, D.: Prínos Tibora Budaya k poznaniu neogénneho vývoja Západných Karpát . . . . .	17
VÁŠKOVSKÁ, E.: Stratigrafia a typológia fosílnych pôd mladého pleistocénu v sprašových pokryvoch na Podunajskej nížine — On Stratigraphy and Typology of Late Pleistocene Fossil Soils in Loessy Series of Podunajská nížina (Danube Lowland) . . . . .	23
BAJANIČ, Š.—PLANDEROVÁ, E.: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia Gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou — Stratigraphic position of Lower part of Ochtiná Formation between Magnezitovce and Magura . . . . .	67
MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A.: Vymedzenie mladopaleozoických metasedimen- tov v kryštaliniku krakovského pásma veporíd (Horehronské podolie) — Determination of Late Paleozoic metasediments in Crystalline Complexes of Krakovská zone (Horehronské podolie) . . . . .	77
KULLMANOVÁ, A.—NEMČOK, J.: Geológia okolia Ružbašských kúpeľov — Geology of Ružbachy Spa . . . . .	89
VASS, D.—ČVERČKO, J.: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny — Neogene Lithostratigraphic Units in East-Slovakian Lowland . . . . .	111
JACKO, S.: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory — Lithostratigraphic Units of Crystalline Complexes of Čierna hora Mts. . . . .	127
FRANKO, O.—FENDEK, M.: K princípu termosifónu termálnych vôd v Západných Karpatoch — On the principle of Thermosiphon with Thermal Waters in West Carpathians . . . . .	135
GARGULÁK, M.—VÁCLAV, J.: Charakteristika antimonitových žíl južne a juhovýchodne od masívu Zlatého stola v Spišsko-gemerskom rudohorí — Notes on character of antimonite veins of S and SE parts of Zlatý stôl Massif . . . . .	157
FENDEK, M.: Využitie malých počítačov na spracovanie geologických údajov formou databanky — Application of small computers in treatment of geological data in the form of data-basis . . . . .	175
BABČAN, J.—MARSINA, K.—ŠEVC, J.: Experimentálne modelovanie vzniku zeolitov ložiska Nižný Hrabovec — Experimental modelling of genesis of zeolites on Nižný Hrabovec deposit . . . . .	195
SPIŠIAK, J.—HOVORKA, D.—IVAN, P.: Klátovská skupina — reprezentant metamorfítov amfiboli- tovej fácie paleozoika vnútorných Západných Karpát — Klátov Group — the representative of the Paleozoic amphibolite facies metamorphites on the Inner Western Carpathians . . . . .	205
KURÁŇ, J.: Dvadsaťpäť rokov od vzniku zjednotenej geologickej služby a výsledky práce geológie v Slovenskej socialistickej republike . . . . .	221
TOMEK, Č.: Recenzia knihy A. Meskó: Digital Filtering Applications in Geophysical Exploration for Oil . . . . .	229





## Za Ing. Martinom Rybárom (3. 11. 1924—4. 5. 1984)

Nič nie je na tomto svete nepominuteľné. Už samotný zrod zasieva do všetkého novovznikajúceho semeno budúceho zániku.

Tieto známe skutočnosti si my geológovia občas uvedomujeme pri našej každodennej práci — veď našim poslaním je prenikanie do tajov zaniknutých svetov a životov.

Netušili sme však vôbec, že smrť náhle zrýchlila svoje kroky práve v našich radoch — v osudný deň 4. 5. 1985 sa stretla s našim spolupracovníkom Ing. Martinom Rybárom, pol roka pred dosiahnutím jeho šesťdesiatín.

Netušil to ani on. Do poslednej chvíle v ňom žila predstava sveta, ktorý chcel až po horizonty vzdialenej budúcnosti naďalej naplňať svojou činnou prácou, náročnou výskumnou činnosťou a príkladným rodinným životom. Chladný opar smrti však zastrel presvetlené obzory týchto vidín.

Ing. Martin Rybár sa narodil 3. 11. 1924 v Muráni — v kraji, ktorý oplýva nevšednou krásou, avšak rodine malého roľníka mohol poskytnúť obživu iba za tvrdú prácu mozoľnatých rúk. Na ňu si zvykal už v detstve a vo svojom súkromí jej zostal verný až do svojej smrti.

Ľudovú školu vychodil v rodnej obci. Gymnaziálne štúdiá započal v Rožňave. Po odtrhnutí južných častí Slovenska a ich pripojení k horthyovskému Maďarsku pokračoval v stredoškolskom štúdiu na novootvorenom Gymnázium v Tisovci, kde v roku 1944 zmaturoval. Už v tomto období upútavala jeho záujem fyzika, matematika a chémia.

Po absolvovaní vojenskej prezenčnej služby študoval na Slovenskej vysokej škole technickej v Bratislave, odbor chemicko-technologického inžinierstva. Štúdiom úspešne ukončil roku 1950.

V období roku 1950—1954 pôsobil na Ústave technickej fyziky SVŠT ako asistent, pričom tiež prednášal fyziku pre poslucháčov banského inžinierstva.



Ministerstvom školstva bol v roku 1954 pridelený na Katedru fyziky SVŠT, kde ako odborný asistent prednášal fyziku poslucháčom chemickej fakulty.

Od roku 1960 pracoval na GÚDŠ v oddelení izotopovej geológie. Táto disciplína, opierajúca sa najmä o fyziku, chémiu, geológiu a matematiku nemala na Slovensku tradíciu. Jej zavádzanie a rozvíjanie bolo náročné a malo neraz priekopnícky charakter.

Ing. Martin Rybár sa zaoberal jednou z najdôležitejších častí izotopovej geológie — hmotnostnou spektrometriou.

Vďaka jeho teoretickým vedomostiam, pracovitosti, húževnatosti a precíznosti sa mu darilo postupne zavádzať na GÚDŠ jednotlivé metódy hmotnostne spektrometrických analýz. Bolo to najmä kvantitatívne stanovovanie izotopov argónu pre rádiometrické datovanie  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  — metódou a stanovovanie izotopov Pb, S, O, C a H/D na rôzne genetické výskumy geologických objektov.

Svoju odbornosť na úseku izotopových analýz si systematicky zvyšoval neustálym štúdiom doma i v zahraničných laboratóriách (ZSSR, NDR, NSR). Svedomitou a precíznosťou bol známy nielen u nás, ale i v zahraničí.

Ing. M. Rybár patrí k priekopníkom v zavádzaní izotopových výskumov u nás. Zaslúžil sa o budovanie moderného izotopového laboratória pri GÚDŠ a nemalou mierou prispel k riešeniu závažných problémov západokarpatskej geológie izotopovými metódami, zaoberajúcimi sa rádiometrickým datovaním argónovou metódou magmatitov a metamorfitov neznámeho stratigrafického zaradenia, distribúciou izotopov síry prakticky na všetkých typoch ložísk; izotopovým zložením olova mineralizácií obsahujúcich Pb, distribúciou izotopov O, C niektorých hydrotermálnych ložísk i sedimentárnych karbonátov. V poslednom období bol okruh jeho záujmov rozšírený o skúmanie izotopov kyslíka a vodíka vo vodách.

Výsledky jeho práce sú zhrnuté v početných rukopisných správach i publikáciách.

Napriek značnému pracovnému zaťaženiu si našiel čas, aby po dlhé roky prikladal ruky ku spoločnému dielu v Jednote slovenských matematikov a fyzikov, ROH, ZČSSP, Zväzarme, Slovenskej geologickej spoločnosti atď.

Jeho život bol harmonický, naplnený takými hodnotami ako sú: láska k rodine, k rodnej hrude, k práci, úprimný ľudský vzťah k spoluobčanom, skromnosť, vytrvalosť, neotrasiteľná viera v človeka, v krásu, v dobro.

Nimi sa riadil pri práci, v rodinnom živote, v úlohe starostlivého otca a vychovávateľa svojich detí, z ktorých syn už pracuje ako lekár, dcéra ako absolventka matematicko-fyzikálnej fakulty UK.

S Ing. Martinom Rybárom odišiel vzácný človek a neúnavný pracovník, ktorý vždy — i s podlomeným zdravím — nežistne vynakladal všetok svoj um a energiu na mimoriadne náročnom úseku nukleárnej geológie, aby dôstojne reprezentoval vedu a výskum svojho národa a prispel i k hospodárskemu rozvoju svojej vlasti. Vytvoril tým trvalé hodnoty, za ktoré mu patrí vďaka jeho spolupracovníkov i celej slovenskej geologickej verejnosti.

Češť jeho pamiatke!

RNDr. Ing. Ján Kantor, CSc.

## K 60-ročnému jubileu

RNDr. Imricha Vaškovského, DrSc.

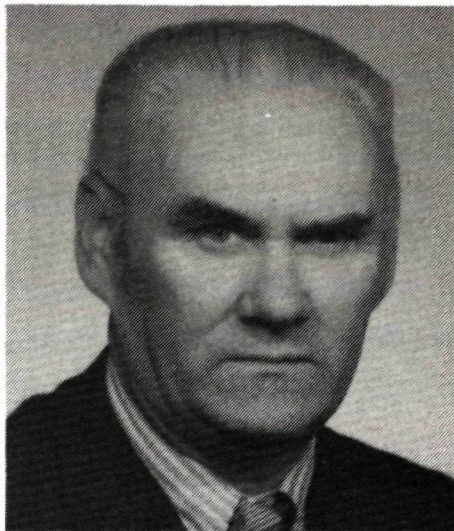
Po úspešnom skončení vedeckej aspirantúry v Sovietskom zväze vrátil sa mladý adept geologickej vedy na Slovensko. V jeho myšlienkach ešte doznievala symfónia sibírskej tajgy a spomienky na tvrdý život v geologickej expedícii, ale doma, na novom pracovisku — Geologickom ústave Dionýza Štúra ho čakali nové, náročné úlohy.

RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc. sa narodil 6. 10. 1924 v Spišských Vlachoch. Po maturite v Levoči

v roku 1945 krátko pracoval ako učiteľ. Zanietenosť a láska k prírodným vedám ho burcovala hlbšie poznať ich zákonitosti. To rozhodlo, že dal prednosť štúdiu na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v Bratislave, odbor prírodopis — zemepis so špecializáciou geológia. Štúdium skončil v roku 1952 a stal sa asistentom. Keď mu Prírodovedecká fakulta ponúkla štúdium vedeckej aspirantúry v Sovietskom zväze neváhal a s nadšením ju prijal. Obhájením kandidátskej dizertačnej práce na Štátnej Lomonosovovej univerzite v Moskve v roku 1957 dosiahol vedeckú hodnosť kandidáta geologických vied.

Po nastúpení na Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave začal budovať kvartérne oddelenie, ktoré postupne pod jeho vedením dosiahlo vysokú odbornú a vedeckú úroveň. Pri svojej práci uplatňoval skúsenosti a poznatky získané počas štúdia aspirantúry. Vybudovať oddelenie na takejto úrovni bola náročná úloha, pretože kvartér ako najmladšia geologická disciplína, nemala v geológii na Slovensku prakticky žiadnu tradíciu. Imrichovi Vaškovskému sa podarilo stmeliť kolektív pracovníkov oddelenia, ktorého práce sú vysoko hodnotené aj v zahraničných odborných kruhoch.

Jubilant publikoval výsledky svojich výskumov a štúdií vo vyše 90 článkoch, napísal množstvo záverečných správ, posudkov a vyjadrení. Pre „Regionálnu geológiu ČSSR“ II. zväzok (1967) vypracoval kvartér vysokohorskej a nížinatej oblasti Západných Karpát. Súhrnným dielom kvartérno-geologického výskumu je monografia „Kvartér Slovenska“ (1977), za ktorú získal vedeckú hodnosť doktora



geologických vied. Je to prvá práca v tejto oblasti, v ktorej sú zhrnuté a zhodnotené základné a aktuálne problémy štúdia kvartéru na Slovensku. Je v nej podaný prehľad o geologickom vývoji, stratigrafii, tektonike a regionálnom rozšírení kvartérnych sedimentov na Slovensku. Výsledky obsiahnuté v monografii majú i praktický význam, pretože poskytujú prehľad o nerudných, hlavne stavebných surovinách, poslúžia tiež pre potreby inžinierskej geológie, hydrogeológie, poľnohospodárstva a pri riešení problémov životného prostredia. Práca našla dobrý ohlas aj v zahraničí — Sovietskom zväze, Maďarsku a Francúzsku.

Medzi dôležité práce jubilanta patrí výskum geologickej stavby Žitného ostrova, ktorý bol riešený v rámci úlohy vlády SSR „Ochrana podzemných vôd na Žitnom ostrove proti znečisteniu“. V práci o geologickej stavbe kvartéru Vysokých Tatier a ich južného predpolia podáva nové pohľady v stratigrafii a tektonike. Výsledky tohto výskumu poskytujú dôležité podklady pre riešenie hydrogeologických pomerov tatranskej oblasti.

Z praktického a ekonomického hľadiska sú dôležité jeho práce vo výskume lokalít pre vodné a jadrové energetické centrá ako je vodné dielo na Dunaji Gabčíkovo-Nagymaros, jadrové elektrárne Mochovce, Jaslovské Bohunice a výber staveniska pre jadrovú elektrárň Bratislava. Osobitne treba hodnotiť výsledky, ktoré jubilant dosiahol územiach ohrozených svahovými gravitačnými deformáciami — zosuvmi, akými bola v minulosti Handlová, Nováky, Riečnica a iné oblasti Západných Karpát. Praktické využitie majú aj ďalšie práce, na ktorých sa zúčastňoval samostatne alebo ako vedúci kolektívu.

Úspešná vedeckovýskumná práca jubilanta spočíva tiež v aktívnej tvorbe geologických máp kvartéru Západných Karpát v mierke 1 : 1 000 000 a 1 : 500 000. Spracoval mapy regiónov 1 : 50 000 — Podunajská nížina — východ, Bánovská kotlina, Strážovské vrchy, Tribeč, Vysoké Tatry — severné a južné svahy a veľa ďalších listov geologickej mapy 1 : 25 000. Zostavil geologickú mapu kvartéru ČSSR z územia Západných Karpát a zúčastnil sa zostavovania geologickej mapy ČSSR 1 : 500 000 (kvartér). Vypracoval prvé paleogeografické mapy kvartéru Slovenska v mierke 1 : 1 000 000 (6 máp), spracované v súbore albumového typu.

RNDr. I. Vaškovec, DrSc. pracuje vo viacerých medzinárodných komisiách INQUA, UNESCO, KBGA, projekt IGCP (158-F) — paleohydrogeológia mierneho pásma. Vystupuje na medzinárodných podujatiach v rámci kongresov, sympózií a pod., kde predniesol desiatky odborných referátov. Bol hlavným organizátorom významných medzinárodných a vnútroštátnych vedeckých podujatí, najmä MGK, KBGA, INQUA, IGCP-158F, SGS a troch celoslovenských geologických konferencií.

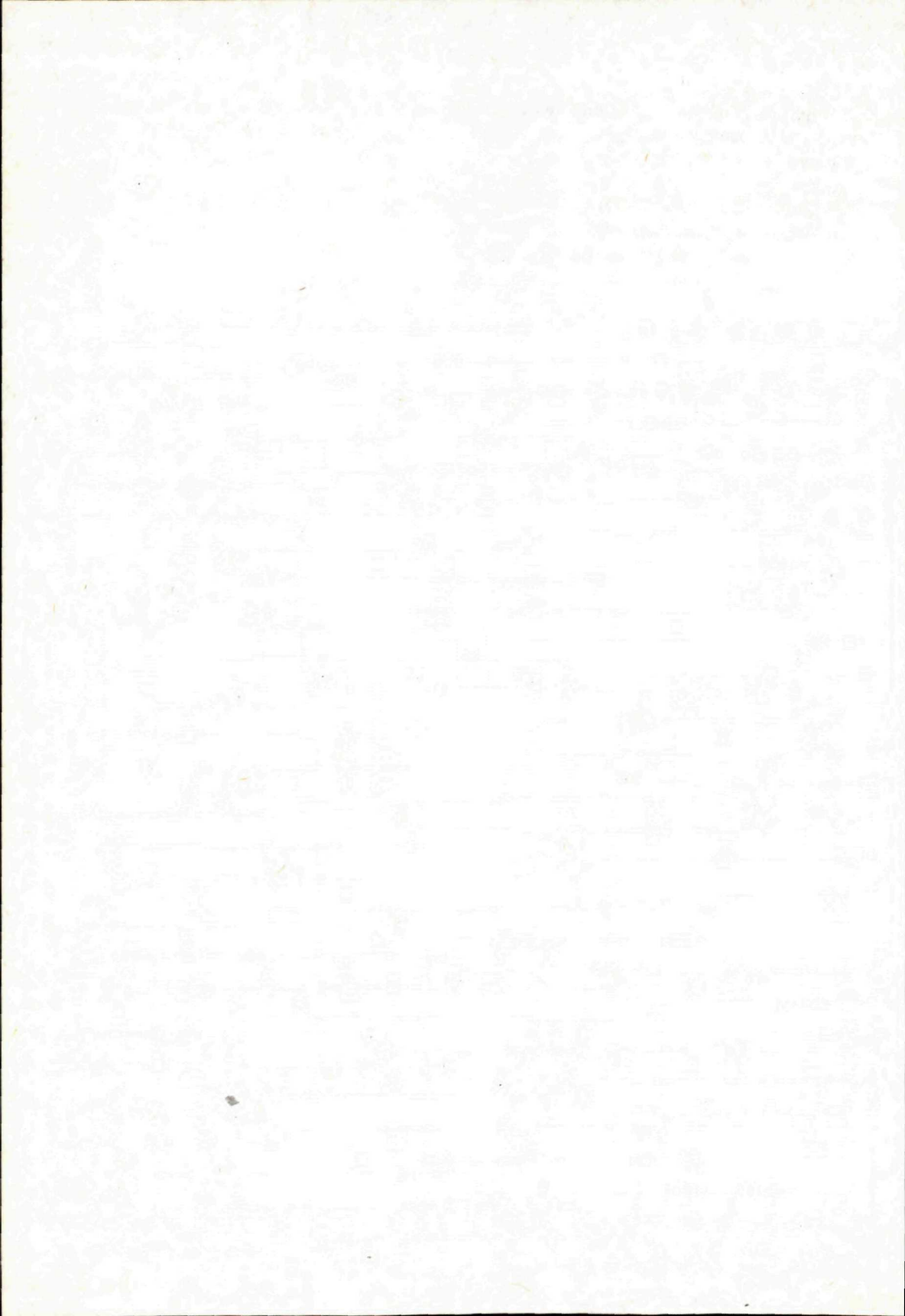
V rámci dvojstrannej spolupráce krajín RVHP vo výskumných programoch spolupracuje s Poľskom, Maďarskom, Rumunskom, NDR a ZSSR. Je členom vedeckej a edičnej rady GÚDŠ a stálym školiteľom vedeckých aspirantov.

Za dlhoročnú úspešnú vedeckú, odbornú a organizátorskú prácu udelili jubilantovi vyznamenanie „Najlepší pracovník geologickej služby“. Pri odstraňovaní následkov zosuvov pôdy v Handlovej a Riečnici dostal vyznamenanie „Za obetavosť a vzorné plnenie úloh“. Bola mu udelená „Pamätná medaila k 25. výročiu Víťazného februára“ a štátne banické vyznamenanie „Za pracovnú vernosť“.

Jubilant ako dlhoročný stranický funkcionár má bohaté politicko-organizátorské skúsenosti, ktoré zosobňujú uvedomelý prístup, náročnosť a zanietenosť pre riešenie stanovených cieľov. Vo vedeckej práci uplatňuje marxisticko-leninské učenie, ktoré mu umožňuje zmocniť sa širokého diapazónu geologických disciplín.

Nášmu jubilantovi RNDr. Imrichovi Vaškovskému, DrSc. želajú pracovníci oddelenia kvartéru, priatelia a celá geologická verejnosť pevné zdravie, osobnú pohodu a ďalšie úspechy vo vedeckej práci.

Vladimír Baňacký



**Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc.**  
**šesťdesiatročný**

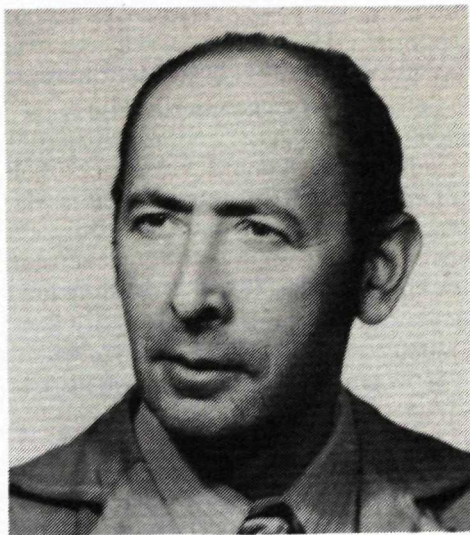
Vo februári 1984 sa dožil životného jubilea — šesťdesiatich rokov, popredný slovenský geológ a vedec svetového mena, Doc. RNDr. JÁN SENEŠ, DrSc.

S jeho menom je nerozlučne spätá moderná stratigrafia mladšieho terciéru, ale i paleogeografia, výskum nerastných surovín, biofáciálne analýzy, paleoekológia, tektonika a ďalšie vedné disciplíny.

Jubilant sa narodil v Košiciach.

Univerzitné štúdiá začal v roku 1942 v Budapešti a od r. 1945 v nich pokračoval na Komenského univerzite v Bratislave. Titul doktora prírodných vied získal v r. 1947. V dizertačnej práci, v 12 vedeckých prácach publikovaných v rokoch 1949—1953, ako i v prácach publikovaných neskôr zhrnul výsledky svojich výskumov juhoslovenského neogénu. Ako pracovník Uhoľného prieskumu zorganizoval a viedol v prvej polovici päťdesiatych rokov veľký viacdisciplinárny kolektív výskumných pracovníkov, ktorého cieľom bol výskum neogénu východného Slovenska. Bol to kolektív, v ktorom získali odbornú prax mnohí dnešní poprední slovenskí geológovia. Jubilant, ako vedúci tohto výskumného kolektívu, sa stal v r. 1952 členom Komisie pre výskum ložísk hnedého uhlia pri Slovenskej plánovacej komisii. V tomto období vzniklo 17 vedeckých publikácií, v ktorých predkladá výsledky svojich terénnych prác vo východoslovenskej neogénnej panve, závažné poznatky v oblasti biostratigrafie východoslovenského neogénu, paleontologické a ekologické zhodnotenie početných a bohatých nálezov mäkkýšov. Jedna z posledných prác z tohto obdobia je syntézou vtedajších poznatkov o neogéne východného Slovenska.

Od roku 1956 až do roku 1966 jubilant pracoval v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Viedol oddelenie neogénu a paleontológie. Podieľal sa na zostavení základných geologických máp ČSSR 1:200 000. Bol hlavným redaktorom dvoch listov tejto mapy. V r. 1959 získal titul kandidáta vied. Nadviazal na svoje prvé práce v oblasti interregionálnej korelácie. Na začiatku tejto vysokonáročnej vedeckej práce, ktorej zostal verný až doteraz, boli jeho korelácie juhoslovenského a severo-



maďarského miocénu. Vtedy sa zrodila i jeho idea neostratotypov neogénu, ktorú neskôr veľkolepo realizoval. V tomto období venoval veľkú pozornosť otázkam metodiky výskumu neogénu, paleofaciálnej analýzy, ktorú úspešne aplikoval pri objasňovaní paleoprostredia vzniku sedimentov východoslovenského neogénu, spodného miocénu na Hornom Ponitří a na Považí. Podrobne spracoval niekoľko významných lokalít neogénnej fauny (Kováčov, Soľ, Hlinné a ďalšie) a urobil hlbokú faunistickú a ekologickú analýzu morských mäkkýšov paratetýdneho miocénu.

Od roku 1966 dodnes pracuje v Geologickom ústave SAV. Na tomto pracovisku, využívajúc bohaté skúsenosti z oblasti biostratigrafie a ekológie neogénnych bioasociácií, koncipoval paleogeografiu miocénu paratetýdy. V r. 1967 získal titul doktora vied. Organizoval a viedol medzinárodný kolektív popredných odborníkov v biostratigrafii, rádiometrickej geochronológii a paleomagnetizme. Výsledkom práce tohto kolektívu ju monumentálne viacväzkové dielo „Chronostratigraphie und Neostratotypen“. V diele je definícia, biofaciálna, biostratigrafická charakteristika regionálnych stupňov miocénu centrálnej paratetýdy, ako aj ich kalibrácia pomocou rádiometrických vekov a paleomagnetizmu. V edícii dosiaľ vyšlo 6 obširných zväzkov (Karpat 1967, Egenburg 1971, Otnang 1973, Sarmat 1974, Eger 1975, Bádén 1978). Toto vyčerpávajúce dielo o regionálnych stupňoch miocénu paratetýdy vyvolalo mimoriadny záujem na 6. kongrese Regionálnej komisie pre stratigrafiu mediteránneho neogénu a na jeho základe kongres schválil regionálne stupne paratetýdneho neogénu.

Jubilant sa významne podieľal na práci v odbore aktuogeológie. V r. 1959—1964 robil aktuogeologické výskumy na pobreží Baltu a Čierneho mora. V r. 1965 viedol československo-kubánsku expedíciu pre výskum morského dna na pobreží Karibského mora. Mnohoročná bola jeho spolupráca s Juhoslovenskou akadémiou vied v oblasti biofaciálneho výskumu Adriatického mora.

V r. 1967 sa stal členom výkonného výboru a neskôr, v r. 1971, bol dr. Seneš na kongrese v Lyone zvolený za prezidenta „Regionálnej komisie pre stratigrafiu mediteránneho neogénu“. Na základe jeho návrhu vznikla pri tejto regionálnej komisii pracovná skupina pre paratetýdu. Ako prezident komisie zvolal a zorganizoval jej 6. kongres, ktorý sa konal s veľkou medzinárodnou účasťou v Bratislave v r. 1975. Kongres mal veľký ohlas a veľkou mierou prispel k dobrému menu slovenskej geológie vo svete. Funkciu prezidenta R. C. M. N. S. zastával až do roku 1979. V r. 1980 na MGK v Paríži bol zvolený za prezidenta „Subkomisie pre stratigrafiu neogénu“.

V 70-tych rokoch z jeho iniciatívy vznikol 25. IGCP-UNESCO projekt: Stratigrafická korelácia mediteránneho a paratetýdneho neogénu. Na projekte spolupracovalo viac ako 300 odborníkov z Európy, Afriky a Ázie, ktorých prácu ako vedúci projektu koordinoval. Výsledkom projektu, ktorý bol ukončený záverečným zasadáním v Smoleniciach (september 1983), je zásadný pokrok v poznaní vzájomných časových vzťahov medzi čiastkovými vývojmami neogénu v oblasti Stredozemného mora, medzi neogénom strednej, západnej a východnej paratetýdy a korelácie regionálnych stupňov mediteránneho a paratetýdneho neogénu.

Svedectvom doterajšej vedeckej práce Doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc. je 204 vedeckých publikácií vlastných alebo v spoluautorstve, z toho sú tri monografie a 9



knižných titulov, 32 prác bolo publikovaných v zahraničí (úplný zoznam je zverejnený v Geologickom zborníku — *Geologica carpathica*, roč. 35, č. 4 (1984).

Okrem široko koncipovanej vedeckej aktivity sa jubilant v mnohom zaslúžil na poli organizátorskej práce v československej geológii. Organizoval multidisciplinárne výskumné kolektívy, ktoré združovali odborníkov z rôznych inštitúcií a vysokých škôl a usmernil ich na riešenie aktuálnych problémov československého neogénu. Podieľal sa na zostavovaní projektov úloh štátneho plánu základného výskumu, viedol organizačné celky na svojich pracoviskách (Uhoľný prieskum, Geologický ústav D. Štúra, Geologický ústav SAV). Bol, resp. je členom vedeckých kolégií, vedeckých rád ústavov, komisie pre udeľovanie vedeckých hodností, geologického komitétu ČSAV, rôznych oponentských rád a redakčných rád vedeckých a vedu popularizujúcich časopisov. Habilitoval sa za docenta a prednášal na Univerzite Komenského v Bratislave a na Univerzite J. E. Purkyně v Brne.

Jubilant sa venoval aj problematike aplikovanej geológie. Podieľal sa na výskume modrokamenského uhoľného ložiska, nováckeého ložiska lignitu, na prieskume uhlia a lignitu na východnom Slovensku a na overovaní uhľonosnosti paleogénu v okolí Štúrova.

Popri svojom vedeckom zacielení našiel si čas i na speleológiu. Venoval sa jej nielen ako športovec, ale študoval geológiu a morfológiu krasových fenoménov, publikoval z tejto oblasti 6 vedeckých prác.

Napísal rad článkov, ako i tri knižné publikácie populárno-vedeckého charakteru. Zostavil scenár, režíroval a nakrútil jeden vedecko-populárny film pre Čs. televíziu a ďalšie dva pre Čs. školský film.

Záslužná práca Doc. RNDr. J. Seneša, DrSc. v geológii bola právom ocenená verejnými poctami. Bolo mu udelené štátne vyznamenanie „Za zásluhy o výstavbu“ (1956), vyznamenanie Maďarského geologického úradu „Za spoluprácu so socialistickými krajinami“ (1969), ďalej rezortné vyznamenanie „Strieborné kladivo — najlepší pracovník Geologického prieskumu“ (1954), „Zaslúžilý pracovník SAV“ (1980), strieborný odznak brigády socialistickej práce II. stupňa a početné pamätne medaily a plakety. Zlatá plaketa Dionýza Štúra, ktorú udeľuje SAV (1974), zlatá medaila „Za rozvoj geologických prieskumných organizácií na Slovensku“, cena SAV za vedecko-popularizačnú činnosť (1970), jubilejné medaily: 25-ročné jubileum SAV, 60-ročné jubileum Univerzity J. A. Purkyně, 40-ročné jubileum GÚDŠ, 50-ročné jubileum Akadémie nauk USSR.

Rekapitulujúc doterajšiu vedeckú a odbornú aktivitu Doc. RNDr. J. Seneša, DrSc. musíme konštatovať, že to bola aktivita nevídaného záberu, rozsahu a hĺbky. Jubilant i popri svojej odbornej práci dokázal žiť plným životom. Venoval sa mnohým koníčkum hlavne športového charakteru, počínajúc speleológiou, cez lietanie na bezmotorových lietadlách, lyžovanie, až po automobilizmus a potápanie.

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc. bol a je veľkou postavou slovenskej geológie. Vynikol ako paleontológ, stratigraf, terénny geológ a znalec uhoľných ložísk. Jeho odborná fundovanosť, pracovná agilita, cieľavedomosť a organizačné schopnosti si vyslúžili obdiv a uznanie nielen doma, ale i v cudzine. Všetci jeho spolupracovníci a žiaci sú mu zaviazaní vďakou nielen za zásadný prínos jeho práce pri výskume karpatského terciéru, za jeho metodologický prínos v odbornej práci, za vynikajúcu

organizačnú prácu, za šírenie dobrého mena slovenskej geológie v zahraničí a presadzovanie našich špecialistov pri riešení medzinárodných projektov, ale i za jeho srdečný a priateľský vzťah k spolupracovníkom, za ochotu pomôcť radou i činom.

Celá slovenská geologická obec želá jubilantovi do ďalších rokov života hlavne pevné zdravie, aby mohol pokračovať v činorodej práci s entuziazmom, erudíciou a cieľavedome na úžitok ako našej domácej geológie, tak aj geológie v európskom, ba i svetovom meradle.

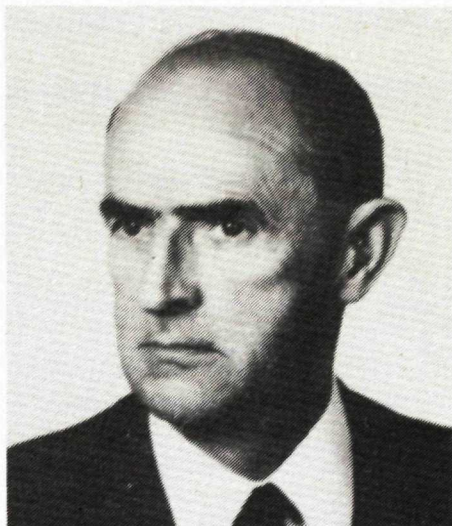
Dionýz Vass

## Prínos Tibora Budaya k poznaniu neogénneho vývoja Západných Karpát

RNDr. TIBOR BUDAY, DrSc. sa narodil na Slovensku pod Muránskou planinou (Muráň, 22. 9. 1913). Vyrastal takrečeno v lone slovenských hôr. Stredoškolské štúdiá ho zaviedli do kraja agátov, vína a horúcich liet, Ipľu do Šiah. Pobyt v tomto kraji na pomedzí slovenských nížin pokrytých neogénnymi sedimentmi azda predznačil jeho celoživotné zameranie. Počas vysokoškolských štúdií v Prahe (Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity absolvoval r. 1937) vrátil sa do okolia Šiah, kde študoval sedimenty neogénneho mora v miestach, kde sa vклиňujú do stredoslovenských neovulkanitov (2, 3) a všimol si závislosti recentnej morfológie na geologickej stavbe (1). Výsledky svojich prvých výskumov na južnom Slovensku zhrnul v dizertačnej práci, ktorou sa habilitoval za doktora prírodných vied.

K problematike západokarpatských neogénnych panví sa opäť vrátil ako geológ Československých naftových dolov, kde pracoval do r. 1954 a zostal jej verný i počas svojho pôsobenia v ÚÚG Praha.

V centre jeho vedeckého záujmu bola viedenská panva, svojho času jediná produktívna ropo-plynonosná oblasť v republike. Popri mnohých rukopisných správach, posudkoch a projektoch, ktoré v súvisi s vyhľadávaním ropy a plynu v tejto panve napísal, publikoval rad prác, v ktorých sa zaoberal stratigrafiou a tektonikou panvy. Opísal niekoľko významných bádenských lokalít fauny (4), upresnil stratigrafiu spodného a stredného miocénu a interpretoval paleogeografický vývoj bádenu v západnej časti panvy (5, 10, 11), objasnil stratigrafickú pozíciu brakických a sladkovodných ostrakodových vrstiev v okolí Lábu (26). Poznatky stratigrafického výskumu zovšeobecnil na objasnenie stavby celej panvy, alebo jej časti (22, 51) a tieto poznatky aplikoval tiež pri výskume ostatných neogénnych panví Západných Karpát. Geologicky zmapoval odkryté časti viedenskej panvy (8, 18, 24) a s použitím výsledkov vrtného prieskumu zostavil odkrytú geologickú mapu panvy. S mladými spolupracovníkmi opísal a interpretoval niektoré špecifické litologické črty v neogénnych sedimentoch (12, 21) viedenskej panvy.



Veľký je jeho podiel na zostavovaní generálnych geologických máp ČSSR 1:200 000. Bol redaktorom listu Čalovo (42) a spoluautorom ďalších listov: Bratislava—Wien (40), Gottwaldov (48), Košice—Zborov (52) a Banská Bystrica (53).

V súvisе so zostavovaním generálnych máp rozšíril svoje výskumy na ďalšie neogénne panvy Západných Karpát. V Podunajskej nížine riešil geologickú stavbu územia na styku Malých Karpát s nížinou piešťanského zálivu (9, 13, 33, 65) a Podunajskej nížiny (42). V Turčianskej kotline vyčlenil a opísal hlavné litologické jednotky neogénnej výplne a interpretoval tektoniku kotliny (14, 38).

Na východnom Slovensku nadviazal na pionierske práce geológov uhoľného prieskumu, zovšeobecnil poznatky naftového prieskumu, poznatky vlastných geologických mapovacích prác, ako i ďalších geológov zaangažovaných na zostavovaní generálnych geologických máp a predložil ucelenú predstavu o stratigrafii výplne a o stavbe panvy (25, 30, 62, 71).

Svoje bohaté skúsenosti a poznatky o neogénnych panvách Západných Karpát sumarizoval v mnohých vedeckých publikáciách a monografiách. Predložil prvé ucelené členenie molasových panví, podal základnú charakteristiku jednotlivých typov panví, objasnil stavebný štýl panví, diskutoval problematiku migrácie fáz vyrásňovania vonkajších Karpát v čase a priestore a odraz týchto fáz na vývoj neogénnych panví a neovulkanizmu. Vznik neogénnych panví spájal s vrásnením. Poukázal na genetickú spätosť vnútrohorských panví s hlbokými štruktúrnymi švmi — superkrustálnymi zlomami, s priebehom starých mobilných jednotiek a zón. Dospel k záveru, že veľké pozdĺžne vnútrohorské panvy ležia v mieste križovania spomínaných lineárnych štruktúrnych prvkov podložja. Pre viedenskú a východoslovenskú panvu, ale i pre väčšinu vnútrohorských kotlín definoval tieto generujúce prvky stavby podložja (20, 27, 28, 29, 30, 36, 37, 44, 39, 43, 46, 47, 49, 62, 71). Pozorne sledoval trendy vo vývoji názorov na stratigrafiu neogénu v Európe a spolu s poprednými geológmi a litostratigrafmi pracujúcimi v neogénnych panvách Západných Karpát aplikoval nové myšlienky na karpatský neogén (15, 17). Svojimi vedeckými výskumami v oblasti stratigrafie neogénu prekročil rámec Západných Karpát. Ako člen prezidia Regionálnej komisie pre stratigrafiu mediteránneho neogénu bol jedným z pionierov moderných trendov v korelácii mediteránneho neogénu s neogénom paratetydy. Ako popredný odborník v čl. geológii vecne a fundovane zhodnocoval výsledky uplynulých etáp výskumu slovenského neogénu (41, 54). Bol spoluautorom viacerých prehľadných geologických máp ČSSR v mierke 1:1 000 000 (31, 67, 68) a 1:500 000 (69).

Svoje bohaté skúsenosti o stavbe neogénnych panví využil v spoluautorstve s ďalšími odborníkmi pri konštrukcii geologických máp a štruktúrnych schém podložja neogénnych panví (56), menovite viedenskej panvy (57, 58, 64) a Podunajskej nížiny (59, 66). Podieľal sa tiež na interpretácii gravimetrických máp z územia ČSSR (63, 73).

Jeho veľké organizačné schopnosti a hlboké poznatky v geológii Západných Karpát, ale i Českého masívu ho predurčili do funkcie predsedu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, ktorú zastával v rokoch 1962—1964. Svoj nevšedný

organizačný talent využil ako člen prípravného výboru 23. Medzinárodného geologického kongresu, zvlášť pri príprave a organizácii exkurzií kongresu (61, 70, 72).

Ako skúsený odborník naftového priemyslu, kde patrilo mnoho rokov medzi vedúcich pracovníkov, prispel k objaveniu viacerých ložísk nafty a plynu vo viedenskej panve, posudzoval perspektívy výskytu uhľovodíkov v Podunajskej nížine (45, 59, 65) a zovšeobecňoval nové poznatky, získané v oblasti prieskumu a prognózovania uhľovodíkov v Západných Karpatoch (23, 35). Vyjadroval sa aj k problematike iných nerastných surovín viazaných na neogénne panvy, menovite k problematike chemogénnych sedimentov na východnom Slovensku (50).

Jubilant nepretrhol kontakt s geológiou Západných Karpát ani počas svojej mnohoročnej expertíznej činnosti v zahraničí. Dodnes sa živo zaujíma o aktuálne problémy a sleduje nové poznatky o stavbe Západných Karpát, vždy ochotný prispieť múdrou radou a pomocou.

Vedecká erudícia, zanietenosť pre geológiu, schopnosť nájsť hlavnú niť a postaviť v geologickom výskume koncepciu, ako i zriedkavý organizačný talent urobili z jubilanta poprednú osobnosť nielen československej, ale i európskej geológie. Jeho logické myslenie, metodická výskumná práca, schopnosť obsiahnuť riešenie problematiky v celej jej komplexnosti, vedecká predvídavosť a nevídaná schopnosť syntetizovať nazhromaždené poznatky predurčili dr. Budaya za jedného zo zakladateľov a usmerňovateľov vývoja modernej slovenskej geológie. Jeho príklad, ochota rozdávať vlastné poznatky a skúsenosti a metodické usmernenia v nemalej miere prispeli k výchove celej, dnes na vrchole tvorivých síl stojacej generácie slovenských geológov.

Slovenská geologická spoločnosť a geologické organizácie pôsobiace na Slovensku aj touto cestou chcú vzdať hold a poďakovanie jubilantovi za všetko, čo pre modernú geológiu Západných Karpát urobil. Nech jeho múdra rada, priateľské povzbudenie a iskra životného elánu ešte mnoho rokov blahodárne pôsobí na rozvoj slovenskej geológie a celej geologickej pospolitosti.

Dionýz Vass

## Publikácie RNDr. Tibora Budaya, DrSc., týkajúce sa geológie Západných Karpát

- 1 BUDAY, T. 1937: O piráctví Berincenského potoka u Šah na již. Slovensku. Příroda (Brno) 30, Brno, 5—19.
- 2 BUDAY, T. 1937: Le géologie des environs de Šahy en Slovaquie. Bull. int. (Acad. tcheque Sei.), 38, Praha, 116—122.
- 3 BUDAY, T. 1938: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpr. Čes., Akad. Věd Umění, Tř. II/47, Praha, 1—23.
- 4 BUDAY, T. 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. Příroda (Brno), 32, Brno, 6—94.
- 5 URBAN, K.—BUDAY, T. 1942: Přehled geologie neogénu jihomoravského úvalu, Zpr. Geol. Úst., 17, Praha, 280—298.
- 6 BUDAY, T. 1946: Několik poznámek k stratigrafii a paleogeografii tortonu v západní části dolnomoravského úvalu. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 21, Praha, 145—152.

- 7 BUDAY, T.—URBAN, K. 1947: Nový geologický profil Jihomoravským neogénem. Čas. Vlasten. mus. Spol. v Olomouci, 56, Olomouc, 207—208.
- 8 BUDAY, T. 1955: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. Zpr. geol. Výzk. v roce 1955, Ústř. Úst. geol., Praha, 5—7.
- 9 BUDAY, T. 1956: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu v Považí. Zpr. geol. Výzk. v roce 1955, Ústř. Úst. geol., Praha, 8—10.
- 10 BUDAY, T. 1956: Současný stav stratigr. výzkumů v spod. a střed. miocénu dolnomoravského úvalu. Věst. Ústř. Úst. geol., 30/4, Praha.
- 11 BUDAY, T.—CICHA, I. 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. Práce, Zošit 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—56.
- 12 BŘEZINA, J.—BUDAY, T. 1957: Rhyolitové tufy ve svrchním helvetu a sarmatu dolnomoravského úvalu. Věst. Ústř. Úst. geol. 32, Praha, 178—182.
- 13 BUDAY, T. 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu Malých Karpat a Považí. Věst. Ústř. Úst. geol., Praha, 22—24.
- 14 BUDAY, T. 1957: Zpráva o přehledném mapování neogénu Turčianské kotliny. Zpr. geol. Výzk. v roce 1956, Ústř. Úst. geol., Praha, 19—21.
- 15 BUDAY, T. 1957: Hlavné úkoly a problémy mikrobiostatigrafie neogénu v ČSR. Věst. Ústř. Úst. geol., 32, Praha, 382—389.
- 16 BUDAY, T. 1959: Zpráva o mapovacích pracích v severním ukončení Vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v roce 1957, Ústř. Úst. geol., Praha, 16—17.
- 17 BUDAY, T.—CICHA, I.—SENEŠ, J. 1958: Les relations du Miocène inférieure de la Molasse de l'Autriche et de la Bavière, des Carpathes occidentales et du bassin intracarpatiche. Comptes rendus du Congrès des sociétés savantes de Paris et des départements. Paris, 67—75.
- 18 BUDAY, T. 1958: Zpráva o výzkumech v neogénu Vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v roce 1958, Ústř. Úst. geol., Praha, 8—10.
- 19 BUDAY, T.—CICHA, I.—SENEŠ, J. 1958: Vztahy spodního miocénu rakouské a bavorské molasy jihovýchodní Moravy a vnitrokarpatských pánví. Věst. Ústř. Úst. geol., 33/6, Praha, 419—425.
- 20 BUDAY, T. 1959: Přehled vývoje neogénu Západních Karpat. Čas. Mineral. Geol. 4, Praha 456—468.
- 21 BUDAY, T.—CICHA, I.—ČTYROKÝ, P. 1959: Podmořský skluz v sedimentech svrchního helvetu u Majerčiek, severně od Senice na západním Slovensku. Čas. Mineral. Geol. 4, Praha, 385—391.
- 22 BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1959: Geologický vývoj slovenské části Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárske elevace. Rozpr. Čs. Akad. Věd, 69/9, Praha, 1—84.
- 23 BUDAY, T. 1959: Konference o původu nafty a vzniku naftových ložisek — Hypoteze o vzniku nafty. Geol. Průzk., 1, Praha, 3—31.
- 24 BUDAY, T. 1961: Zpráva o přehledném geologickém výzkumu v západní části Vídeňské pánve na Moravě. Zpr. geol. Výzk. v roce 1959, Ústř. Úst. geol., Praha, 112—114.
- 25 BUDAY, T. 1960: Předběžná zpráva o výzkumech v neogénu východního Slovenska. Zpr. geol. Výzk. v roce 1958, Ústř. Úst. geol., Praha, 7—8.
- 26 BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1960: Stratigrafická příslušnost lábských ostrakodových vrstev a paleogeografie sv. helvetu Vídeňské pánve, Věst. Ústř. Úst. geol. 35/3, Praha, 181—189.
- 27 BUDAY, T.—KODYM, O.—MAHEL, M.—MÁŠKA, M.—MATĚJKA, A.—SVOBODA, J.—ZOUBEK, V. 1960: Sborník prací o tektonickém vývoji Českého masivu a západokarpatské soustavy. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—228.
- 28 BUDAY, T. 1960: The Development of the West Carpathians during the Neogen. Ústř. Úst. geol. Praha, 199—206.
- 29 BUDAY, T. 1960: Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. Mitt. Geol. Gessell. (Wien), 52/1959, Wien, 27—47.
- 30 BUDAY, T.—ŠVAGROVSKÝ, J. 1960: Razvitie Zapadnych Karpat na teritorii Českoslovakii. Materialy Karpato-Balkanskoj Assoc., 3, Kiev, 119—139.
- 31 BUDAY, T. et al. 1960: Tektonická mapa Československa — české a anglické vyd., Praha.
- 32 BUDAY, T.—PAULÍK, J. 1961: Zpráva o výzkumu lobodické elevace v Chropyňském úvalu. Zpr. geol. Výzk. v roce 1959, Ústř. Úst. geol., Praha, 114—116.
- 33 BRESTENSKÁ, E.—BUDAY, T.—IVAN, L.—SENEŠ, J. 1961: Sekcia C — Neogén. Zjazdový sprievodca XII. zjazdu čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Bratislava, 86—109.

- 34 BUDAY, T.—KODYM, O.—MAHEL, M.—MÁŠKA, M.—MATĚJKA, A.—SVOBODA, J.—ZOUBEK, V. 1961 : Tektonický vývoj Československa. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—256.
- 35 BUDAY, T.—CICHA, J.—DLABAČ, M.—JANÁČEK, J.—KOZEL, P.—MATĚJKA, A.—MENČÍK, E.—ŠPIČKA, V. 1961 : Nafta a plyn v československých Karpatech. Knih. Ústř. Úst. geol., 38 Praha, 1—164.
- 36 BUDAY, T. 1961 : Der Tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 87—106.
- 37 BUDAY, T. 1961 : Soobščanja kasajusčijesja tektogenezy neogena Karpat, fazy i tektoničeskij stil bassejnov. KBGA, Bucharest, 63—64.
- 38 BUDAY, T. 1962 : Neogén Turčianské kotliny. Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol. 27, Praha, 475—502.
- 39 BUDAY, T. 1962 : Tektogeneze neogenních pánví Západních Karpat a jejich vývoj. Geol. Práce, Zošit 63, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 163—167.
- 40 BUDAY, T.—CAMBEL, B.—MAHEL, M. s kol. autorov 1962 : Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-33-XXXV, M-33-XXXVI Wien—Bratislava. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—250.
- 41 BUDAY, T.—JANÁČEK, J.—SENEŠ, J.—SLÁVIK, J. 1962 : K problematike výskumu a prieskumu neogénu Západných Karpát. Geol. Práce, Zošit 63, materiály II. celoslovenskej geol. konferencie, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—120.
- 42 BUDAY, T.—LUKNIŠ, M. 1962 : Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 L-33-VI Čalovo. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 107—152.
- 43 BUDAY, T. 1963 : Comments on the problem of the folding phases in the Neogen of the West Carpathians. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—126.
- 44 BUDAY, T. 1963 : Některé nové poznatky o tektonice karpatských neogenních pánví. Sbor. XIV. sjezdu Čs. společnosti pro mineralogii a geologii v Brně, Brno, 95—101.
- 45 BUDAY, T. 1963 : O problémech geologie živíc v Podunajské nížine. Geol. Průzk., 5/8, Praha, 253.
- 46 BUDAY, T. 1963 : Some problems of the origin and development of the fault-structures in the Neogene Carpathian basins. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—120.
- 47 BUDAY, T. 1963 : Tektogenezy neogenových vpadlin Západných Karpát i ich štruktúrnyj stil. Asociatia geologica Carpato-Balcánica al V-lea 4—19 septembrie 1961, 4, sect. III: tectonica, Bucuresti.
- 48 BUDAY, T. a kol. 1963 : Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—238.
- 49 BUDAY, T.—CICHA, I.—ČTYROKÝ, P.—FEJFAR, O. 1964 : Stellung des Neogens der Westkarpaten in der Paratethys. Cours. y Conf. (Inst. Invest. geol. Lucas Mallada Madrid), 9, Madrid, 190—216.
- 50 BUDAY, T.—JANÁČEK, J.—DOSTÁLEK, M. 1964 : K výskytu chemických sedimentů ve východoslovenské neogenní pánvi. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—107.
- 51 BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1964 : Nové poznatky o hlubinné geologické stavbě tortonu v jižní části vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v roce 1963, sv. 1, Ústř. Úst. geol., Praha, 268—269.
- 52 BUDAY, T. in MATĚJKA, A. et al. 1964 : Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČS 1:200 000 M-34-XXII; M-34-XXVIII Zborov—Košice. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—254.
- 53 BUDAY, T. in MAHEL, M. et al. 1964 : Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXVI Banská Bystrica, Bratislava, 1—270.
- 54 BUDAY, T.—CICHA, I. 1965 : Ústřední ústav geologický v osvobozeném státě. Karpatský neogén. Věst. Ústř. Úst. geol. 40/2, Praha, 102—103.
- 55 BUDAY, T.—CICHA, T.—SENEŠ, J. 1965 : Miozän der Westkarpaten. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- 56 BUDAY, T.—MENČÍK, E.—ŠPIČKA, V. 1965 : Geology of the basement of some West Carpathian Neogene basins. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—17.
- 57 BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1965 : Centrálně karpatské jednotky v podloží československé části vídeňské pánve. Sbor. geol. Věd, Geol. 7, Praha, 107—142.
- 58 BUDAY, T.—MENČÍK, E.—ŠPIČKA, V. 1966 : Mapy podloží vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v roce 1964, 1, Ústř. Úst. geol., Praha, 304—306.
- 59 BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1966 : Genese piešťanského a topoľčianskeho zálivu podunajské pánve a jejich perspektivnosti pro naftu a plyn. Zpr. geol. Výzk. v roce 1965, 1, Ústř. Úst. geol., Praha, 261—263.
- 60 BUDAY, T. 1966 : Mapy podloží podunajské pánve. Zpr. geol. Výzk. v roce 1964, 1, Ústř. Úst. geol., Praha, 306—308.
- 61 BUDAY, T. 1967 : Field trips in Czechoslovakia. Geotimes 12/7. Washington 11—14.

- 62 BUDAY, T. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II., Západní Karpaty 2, Ústř. Úst. geol., Praha, 1—652.
- 63 BUDAY, T.—IBRMAJER, J. 1967: Nekotorye voprosy interpretacii gravimetričeskoj karty čechoslovakoj časti Karpat. Karpato-Balkan. geol. asoc., VIII. kongres, 3, Beograd, 179—186.
- 64 BUDAY, T.—MENČÍK, E.—ŠPIČKA, V. 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. Rozpr. Čs. Akad. Věd, R. mat. přír., 77/6, Praha, 1—52.
- 65 BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1967: Paleogeografie a tektogeneze severních výběžků podunajské pánve a jejich perspektivnost pro naftu a plyn. Geol. Práce, Správy 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—79.
- 66 BUDAY, T. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty, 7, Bratislava, 153—187.
- 67 BUDAY, T.—BIELY, A. a kol. 1967: Geologická mapa ČSSR (odkrytá) — české a anglické vydání. Měřítko 1:1 000 000, Ústř. Úst. geol., Praha.
- 68 BUDAY, T.—BIELY, A. a kol. 1967: Tektonická mapa ČSSR — české a anglické vydání. Měřítko 1:1 000 000, Ústř. Úst. geol., Praha.
- 69 BUDAY, T.—FUSÁN, O. a kol. 1967: Geologická mapa ČSSR — české a anglické vydání. Měřítko 1:500 000, Ústř. Úst. geol., Praha.
- 70 BUDAY, T. 1968: K exkurznímu programu XXIII. mezinárodního geologického kongresu. Geol. Průzk., 10/1, Praha, 1—32.
- 71 BUDAY, T. in MAHEL, M.—BUDAY, T. et al. 1968: Regional Geology of Czechoslovakia. Part II, The West Carpathians. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—723.
- 72 BUDAY, T. 1969: O geologických exkurzích před XXIII. zasedáním Mezinárodního geologického kongresu. Geol. Průzk. 11/1, Praha, 1—27.
- 73 BUDAY, T.—DUDEK, A.—IBRMAJER, J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. Sbor. geol. Věd, Ústř. Úst. geol., 8, Praha 7—35.



Eugénia Vaškovská

## Stratigrafia a typológia fosílnych pôd mladého pleistocénu v sprašových pokryvoch na Podunajskej nížine

5. obr. v texte, 12 fotogr. tabuliek, angl. resumé

**Abstract.** Discussed is the new stratigraphic scheme of the Late Pleistocene of the Podunajská nížina lowland. The scheme is based on results of detailed litho-geochemical research of about 50 profiles of loessy series. On about 20 profiles micromorphological study was performed. The studied profiles represent practically all geomorphologic subcomplexes (uplands) on the Podunajská nížina. Detailed characteristic and typology of fossil soils of the R/W interglacial and of the Early Würm (Amersfoort, Brörup, perhaps Oderade) of  $W_{2/3}$  (PK I) and Late Würm (Bölling, Allerod) are presented for the first time. Some soils were dated by the  $C_{14}$  method. Distinguished are two stratotypical soil complexes: the Nitra and the Vyškovce complexes. The author also presents analysis of structure and distribution of loessy covers and informs about researches with respect to stratigraphy of loessy series. Reconstruction of paleogeographic history of the Podunajská nížina during the Late Pleistocene is based on the generalized data and on the new stratigraphic scheme.

Na Podunajskej nížine boli geomorfologické celky a ich časti (podľa regionálno-geomorfologického členenia E. MAZÚRA—M. LUKNIŠA 1980): Trnavská, Nitrianska, Žitavská, Hronská a Ipeľská pahorkatina (obr. 1) so svojráznym typom reliéfu počas kvartéru arénou tvorby sprašových pokryvov. Priestorové rozšírenie pokryvov je úzko späté s topografickou situáciou v rozmedzí od 110 do 300 m n. m. Vyššie, nad hornou topografickou výškou, najmä v okrajových častiach pahorkatín smerom k lemujúcim pohoriam, prechádzajú spráše obyčajne do sprašových derivátov. Uvádzaná hypsometrická závislosť rozšírenia spráši, najmä mladého pleistocénu, nie je jednoznačná, na čo poukazuje skutočnosť, že spráše z nížin prechádzajú do okolitých pohorí, napr. do Považského Inovca, Malých Karpát, Tribča a pod., kde ich potom môžeme nájsť s redukovanými hrúbkami približne do výšky 400 m n. m. Hrúbky sprašových pokryvov na pahorkatinách Podunajskej nížiny alebo riečnych terasových stupňoch nie sú rovnaké. Na Trnavskej pahorkatine, ako uvádza I. VAŠKOVSKÝ (1970), bývajú hrúbky sprašových pokryvov priemerne okolo 8—12 m, maximálne do 35 m; na Nitrianskej pahorkatine v jej strednej a dolnej časti sú priemerné hrúbky sprašových pokryvov okolo 8—12 m, maximálne do 30 m; na Žitavskej pahorkatine dosahujú okolo 12 m; na Hronskej pahorkatine, v jej strednej a dolnej časti, sprašové pokryvy dosahujú, ako uvádza J. HARCÁR

(1967), okolo 10—12 m; v okolí Svodína až 40 m. Najčastejšie hrúbky spraší na Ipeľskej pahorkatine sú 5—8 m, v okolí Levíc okolo 25 m. Na strednom terasovom stupni Dunaja, medzi Komárnom a Štúrovom, dosahujú hrúbky spraší 8—15 m; podobné hrúbky sprašových pokryvov možno pozorovať aj na terasových stupňoch tokov Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipľa.

Aj keď na prvý pohľad tvoria sprašové pokryvy na Podunajskej nížine pomerne jednoduché morfológické útvary, v skutočnosti býva ich vnútorná stavba zložitá. Zložitosť stavby odráža vplyv viacerých procesov denudačných, sedimentačných, pôdotvorných a ďalších vo vzťahu k intenzite klimatických zmien počas kvartéru, reliéfu podložja atď. Vzhľadom na charakter zložitej vnútornej stavby môžeme sprašové pokryvy rozdeliť na jednoduchšie a zložitejšie.

Jednoduchšou stavbou sa vyznačujú sprašové pokryvy na tabuľovitých častiach pahorkatín (Trnavskej, Nitrianskej a Hronskej). Oveľa zložitejšou stavbou sa vyznačujú sprašové pokryvy na morfológických častiach označovaných ako Podmalo-karpatská, Zalužická, Bojnianska, Žitavská atď. pahorkatina. Najzložitejšiu stavbu majú sprašové pokryvy na strmších svahoch riečnych dolín. V podstate kopírujú priebeh nerovnosti svahov. Vznikali akumuláciou spraší počas opakovaných fáz sprašovej sedimentácie. Vplyvom nasledujúcich procesov soliflukcie, resp. plošného zmyvu, dochádzalo k redukcii ich hrúbok a v dôsledku gravitačných pohybov až k premiestňovaniu na úpätia svahov. Intenzívnejšia činnosť procesov svahového premiestňovania bola vystriedaná pedogenetickými procesmi, k intenzívnejšiemu vytvoreniu pôdnych komplexov ani k ich výraznejšiemu zachovaniu však na svahoch nedochádzalo. Lepším zachovaním a väčšou diferenciáciou pôdnych horizontov sa vyznačujú úpätia svahov alebo terénnych záhybov na samotných svahoch. V dôsledku viackrát opakovaného genetického mechanizmu vyjadreného striedaním sprašovej sedimentácie, procesov erózie a pôdotvorných procesov počas kvartéru došlo k vytvoreniu komplikovanej stavby sprašových pokryvov, ktorú môžeme pozorovať východne od Moravan, medzi korytom Váhu a pohorím Považský Inovec a inde.

Vo všetkých typoch reliéfu na Podunajskej pahorkatine môžeme pozorovať, že počas fáz sprašovej sedimentácie vždy dochádzalo k určitému všeobecnému vyrovnávaniu, resp. maskovaniu nerovnosti podložného reliéfu, čím sa vytvoril na pohľad takmer plochý tabuľovitý tvar reliéfu. Tento sa však nestabilizoval naddlho, pretože fáza prevládajúcej sedimentácie spraší bola vystriedaná fázou pôsobenia procesov intenzívnej periglaciálnej modelácie. Tú vystriedala fáza relatívneho pokoja, ktorá sa vyznačovala predovšetkým tvorbou rôznych typov fosílnych pôd, resp. pedokomplexov. Pôsobenie spomínaných fáz, ich cyklické striedanie, bolo závislé na klimatických zmenách. Nemaľú úlohu pritom mali aj podmienky reliéfu, atď. Aj v súčasných podmienkach pôsobia na sprašových pokryvoch na Podunajskej pahorkatine intenzívne pôdotvorné procesy, výrazná je i činnosť erózných procesov (napr. tvorba výmoľov v okolí Bábu, hlbokých jarkov v okolí Moravan, plošného zmyvu v okolí Šrobárovej a pod.).

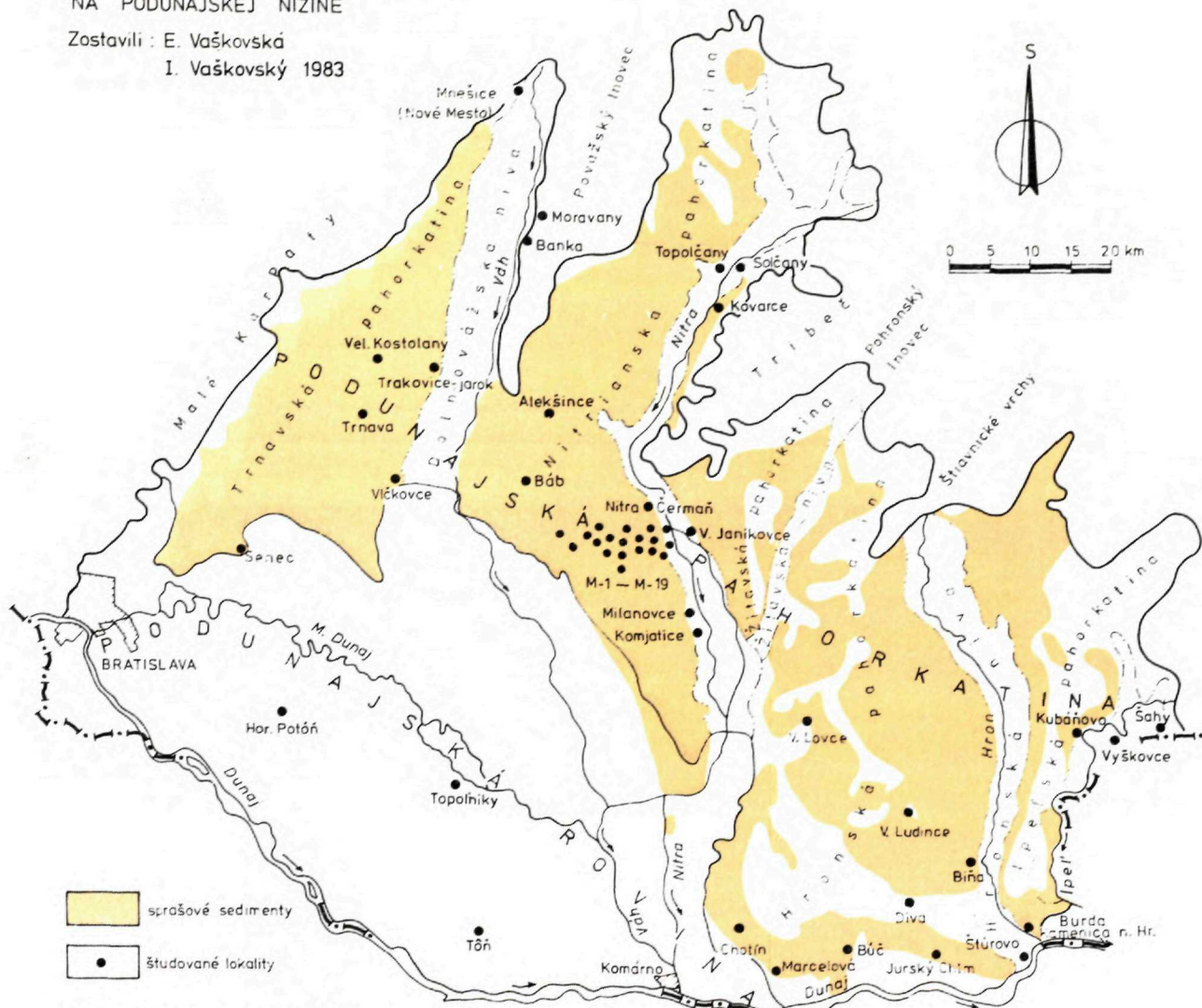
Vo všetkých sprašových pokryvoch na Podunajskej pahorkatine je dobre zachovaná postupnosť všetkých procesov v časovej následnosti počas kvartéru, je však zložitá a jej rekonštrukcia je veľmi náročná. Staršie sprašové pokryvy sú spravidla schované pod mladšími a sú menej rozsiahle. Na geologických mapách je vlastne

ROZŠÍRENIE SPRAŠOVÝCH POKRYVOV

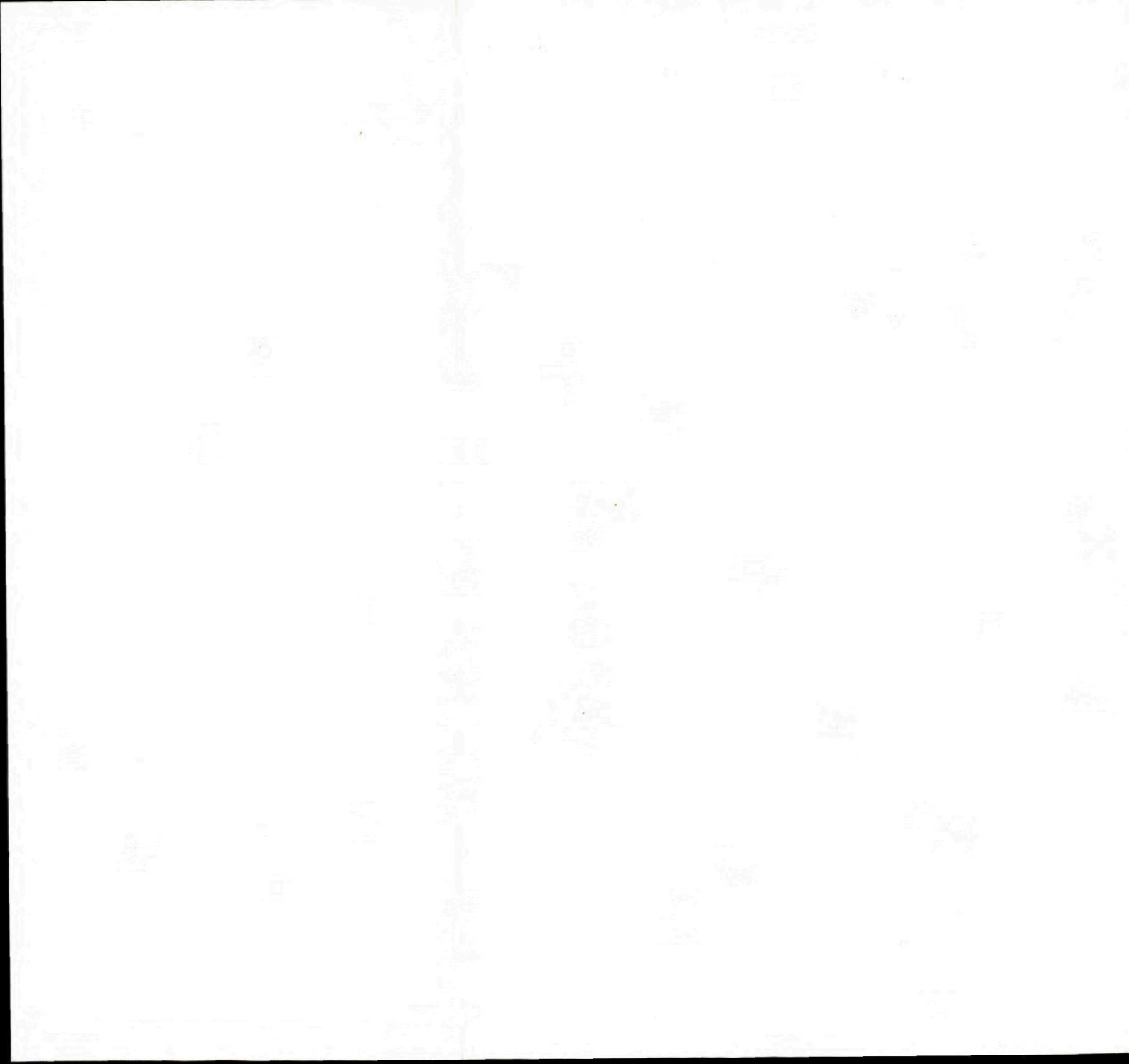
NA PODUNAJSKEJ NÍŽINE

Zostavili : E. Vašková

I. Vaškovský 1983



Regionál. morfol. členenie, E. Mazur, M. Lukniš 1980



ukázaný iba plošný rozsah mladopleistocénnych spraší. Hrúbka týchto pokryvov je nerovnomerná, 1—5—10—15 m.

### Stručný prehľad výskumu spraší

Začiatky štúdia sprašových pokryvov na Podunajskej nížine spadajú na začiatok tohto storočia. Ide predovšetkým o práce H. HORUSZITZKÉHO (1901, 1902, 1903, 1905, 1908, 1909, 1912, 1917) a I. TIMKÓA (1904, 1905). Obaja autori na zostavovaných agrogeologických mapách precízne vyznačovali aj rozšírenie sprašových pokryvov. V publikovaných správach venovali pozornosť litologickému a faunistickému zloženiu spraší. Ako zástancovia monoglaciazizmu však nevenovali väčšiu pozornosť ich stratigrafickému členeniu. Cenný je poznatok H. HORUSZITZKÉHO, ktorý z hľadiska genézy rozlíšil tzv. spraše pravé a močiarné. Neskoršie, v r. 1924, sa zaujímal o spraše z hľadiska ich malakofaunistického obsahu J. PETRBOK.

Intenzívnejšie a systematickejšie výskumy sprašových pokryvov na Podunajskej nížine sa začínajú po druhej svetovej vojne. Prvá takáto práca pochádza od M. LUKNIŠA (1946). Autor v nej síce rieši otázky geomorfologického vývoja Beckovskej brány, makroskopicky však opisuje aj charakter sprašových pokryvov doliny Váhu, najmä na území Trnavskej pahorkatiny. Pri opise sprašových pokryvov na pahorkatine poukazuje okrem sprašových horizontov aj na prítomnosť horizontov fosílnych černoziemí. Ďalej uvádza, že sprašové pokryvy na Trnavskej pahorkatine tvoria tzv. pseudoterasu; neskoršie podrobnejšie výskumy (I. VAŠKOVSKÝ 1970a) však ukázali, že sprašové pokryvy na pahorkatine sú uložené na terasových stupňoch rieky Váh. Ďalšia práca je od J. PELÍŠKA (1953). Dotýka sa sprašových pokryvov na úseku dolného Váhu s hlavným zameraním na odkryv Hlboký jarok pri Moravonoch. Autor tu zisťuje riské a würmské spraše a horizonty fosílnych pôd. Podáva pomerne podrobné zrnitostné zloženie, obsah  $\text{CaCO}_3$  a humusu. Dôležité sú jeho poznatky z hľadiska poznania prínosu materiálu, ktorý sa podieľa na tvorbe spraší. V tomto smere správne poukázal na to, že časť týchto materiálov má miestny charakter a časť je transportovaná z väčších vzdialeností.

Po spomínaných prácach M. LUKNIŠA a J. PELÍŠKA sa postupne po druhej svetovej vojne začínajú objavovať rozsiahlejšie štúdie venované zväčša len jednotlivým väčším odkryvom v spoluautorstve viacerých špecialistov. Ide o práce V. AMBROŽA—V. LOŽEKA—M. PROŠEKA (1951) z okolia Moravan — profil Hlboký jarok; M. PROŠEKA—V. LOŽEKA (1953, 1954) — spracovávané profily v tehelni v Banke a v Zamarovciach, a napokon V. LOŽEKA—J. TYRÁČKA (1960) — niekoľko profilov v úseku Trenčín—Piešťany, s hlavným zameraním na profily v Mnešiciach a hradlo Búdy pri Novom Meste nad Váhom.

V prvom odkryve, Moravany — Hlboký jarok, ktorý je veľmi blízko profilu Banka, urobili autori veľmi podrobný mineralogický rozbor jednotlivých vrstiev, ich zrnitostné zloženie, obsah humusu,  $\text{CaCO}_3$  a chemizmus. Výsledky potom aplikovali aj na ďalších profiloch. Najväčší význam však mal pomerne podrobný malakofaunistický rozbor každej vrstvy a jej ekológia. Jednotlivé vrstvy s faunou označili značkami od  $F_1$  po  $F_8$ . V ďalšej časti potom rozčlenili malakofaunu do troch skupín.

Ako prvú skupinu označili malakofaunu vo vrstvách I—V s nápadným uplatnením stepných druhov, ako aj druhy charakterizujúce striedanie vlhkejších a mäkkších období a neprítomnosť význačnejších sprašových prvkov. Druhá skupina fauny v dvoch najvrchnejších sprašových vrstvách VII a VIII (fauna F<sub>7</sub> a F<sub>8</sub>) sa líši od staršej. Je pre ňu charakteristická typická sprašová malakofauna. Tretia skupina je už charakteristická pre holocén.

V Moravanoch aj v Banke autori uvádzajú trojčlenné stratigrafické členenie posledného glaciálu s dvoma fosílnymi pôdami zodpovedajúcimi göttweigskému a paudorfskému interštadiálu. Fosílna pôda s nápadnou červenkastou farbou, ktoré sa nachádzajú v podloží oboch sprašových pokryvov, začleňovali do posledného interglaciálu. Na základe neskorších výskumov I. VAŠKOVSKÝ (1969) poopravil stratigrafické členenie sprašového pokryvu v Hlbokom jarku a uviedol, že ide o sprašový pokryv, ktorý sa tvoril nielen počas mladého, ale aj počas stredného pleistocénu. Stratigrafické členenie v profile tehelne v Zamarovciach urobili F. PROŠEK—V. LOŽEK (1954); V. LOŽEK—J. TYRÁČEK (1960) študovali sprašové profily v doline Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. Išlo tu predovšetkým o väčšie profily v tehelni v Mnešiciach a pri hradle Búdy. Význam týchto profilov spočíva hlavne v tom, že okrem nálezov artefaktov sú konštatované v tesnom podloží fosílny pôdy PK III nálezy banatikovej fauny (*Helicigona banatica* ROSSM). Pestrosť a zložitnosť sprašového pokryvu otvoreného na veľkých plochách v ťažobnej jame v tehelni v Mnešiciach pri Novom Meste nad Váhom sa stala objektom všestranného štúdia J. KUKLU—V. LOŽEKA—J. BARTU (1962). V tejto tehelni vystupovali v superpozícii litostratigrafické jednotky mladého pleistocénu, ďalej stredného a staršieho pleistocénu. Ich stratigrafické začlenenie je okrem podrobného štúdia malakofauny podložené nálezmi paleolitu, ktoré sú tiež v superpozícii. Tento profil je zaujímavý z hľadiska stratigrafického, ale je i názorným príkladom s charakteristickou stavbou sedimentácie a tvorby fosílnych pôd na vyvýšených vrcholoch kopcov a zväčšovaním ich hrúbok do zníženín. Profil má aj veľký metodický význam z hľadiska rekonštrukcie vývoja paleoreliéfu. Samotný sprašový pokryv, ako ukázali neskoršie výskumy I. VAŠKOVSKÉHO (1970 a, b; 1977), je uložený na riečnej terase Váhu.

V tom istom čase, približne od roku 1961, sa zaoberal systematickejším výskumom spraší, ich genézou, mineralogicko-petrografickým zložením a stratigrafickým členením sprašových pokryvov, ako aj ďalších stratigraficko-genetických typov kvartérnych sedimentov v doline Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi J. ŠAJGALÍK (1961, 1964, 1965, 1967). K systematickému výskumu samotných sprašových pokryvov v doline Váhu medzi Trenčínom a Sencom pristúpila E. VAŠKOVSKÁ (1964, 1965).

V tom istom čase, aj neskoršie, sa konal výskum spraší na Považí, aj na ďalších úsekoch Podunajskej nížiny. M. LUKNIŠ—Š. BUČKO (1953) pri štúdiu riečnych terás na území medzi Novými Zámkami a Komárnom opisujú sprašový pokryv na strednom terasovom stupni Dunaja. V tejto práci sa tiež spomínajú nálezy starších kvartérnych fosílnych pôd a spraší na juhozápadnej časti Hronskej pahorkatiny. J. KOŠTALÍK v roku 1974 v ucelenejšej monografii podáva podrobnejšiu charakteristiku spraší a fosílnych pôd podloženú komplexným štúdiom ich mineralogického, chemického zloženia a ich mikromorfologického charakteru z územia Nitrianskej

pahorkatiny. Zloženie a vlastnosti sedimentov sprašového pokryvu na strednom terasovom stupni Dunaja medzi Komárnom a Štúrovom uvádzajú J. HRAŠKO—D. MINARÍKOVÁ—J. ŠAJGALÍK (1968); V. LOŽEK (1964b) opísal sprašovú sériu s „červenými“ fosílnymi pôdami pri Milanovciach v doline Nítry. V tomto profile zistil dve výrazné pôdy oddeľujúce sprašové horizonty s mierne vodnou malakofaunou.

Približne v začiatkoch šesťdesiatych rokov pristúpili pracovníci kvartéru GÚDŠ k systematickému komplexnému výskumu kvartéru Podunajskej nížiny. Výskum má regionálny charakter a je spojený so zostavovaním geologických máp rôznych mierok. Možno povedať, že postupne obsiahol celé územie nížiny, zatiaľ však nie je ukončený. Výsledky tejto skupiny pracovníkov sú obsiahnuté v ročných i v čiastkových záverečných správach, prípadne v publikáciách (J. HARCÁR 1967, 1971; R. HALOUZKA 1968; J. PRISTAŠ 1968, 1981; I. VAŠKOVSKÝ 1964, 1967, 1969, 1970a, b, 1972, 1977 atď.). Ďalej v rôznych správach v spoluautorstve: I. VAŠKOVSKÝ—Z. BEDRNA (1973), I. VAŠKOVSKÝ—R. HALOUZKA (1976); I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ (1977, 1978, 1981, 1982); I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ—V. HANZEL (1980), I. VAŠKOVSKÝ et al. (1982), E. VAŠKOVSKÁ et al. (1983) a pod. Pri týchto výskumoch venujú uvádzaní autori veľku pozornosť aj štúdiu sprašových pokryvov a fosílnych pôd.

Súbežne s regionálnym kvartérno-geologickým mapovaním, vykonávaným pracovníkmi oddelenia kvartéru GÚDŠ alebo aj iných ustanovizní, sa výskum spraší a fosílnych pôd dopĺňa špeciálnymi metódami, najmä z hľadiska riešenia ich stratigrafie a rekonštrukcie geologického vývoja vôbec. V tomto smere dosiahli pomerne vysoký stupeň rozvoja biostratigrafické metódy malakofaunistického výskumu V. LOŽEKA, ktorý výsledky použil už pri skôr spomínaných ním študovaných profiloch, i v početných monografických prácach (1964a, b; 1973). Spomínaný autor v svojich prácach správne vystihol zložitost stavby ním študovaných sprašových sérií, prispel k riešeniu genézy spraší a pod. Na tieto výskumy nadväzuje Z. SCHMIDT (1967, 1971, 1973, 1977, 1978, 1981). Úspešne sa začínajú rozvíjať i paleopedologické metódy, ktoré nemajú takú tradíciu ako biostratigrafické metódy. V tejto súvislosti treba spomenúť predovšetkým mnohé články L. SMOLÍKOVEJ (1969, 1972b ai.), ktorá na území ČSSR je priekopníčkou štúdia mikromorfologie fosílnych pôd, ďalej práce J. KOŠTÁLIKA—Z. BEDRNU (1971), J. KOŠTÁLIKA (1974), ďalej viacero čiastkových záverečných správ samostatných alebo v spoluautorstve, i článkov E. VAŠKOVSEJ (1964, 1965, 1970a, 1970b, 1971, 1974, 1977a, 1977b, 1979, 1980, 1981, 1982), ktorá sa zaoberá litofaciálnym, geochemickým a najmä mikromorfologickým výskumom fosílnych pôd a kvartérnych, hlavne sprašových sedimentov, či už na jednotlivých lokalitách, alebo aj na väčších regionálnych celkoch Podunajskej nížiny a na ostatnom území Slovenska. Spomínaná autorka ako prvá na Slovensku pristúpila v spolupráci s Katedrou jadrovej fyziky UK v Bratislave a GIN AV ZSSR k stanovovaniu veku fosílnych pôd metódou C<sub>14</sub>, a tiež začala s používaním paleomagnetizmu v spolupráci s P. PAGÁČOM, pracovníkom SAV v Bratislave. Pre riešenie stratigrafických problémov sprašových pokryvov Podunajskej nížiny sú cenné aj výsledky J. BĀRTU, či už z okolia Nítry (1960), z okolia Vlčkoviec (1962a), Mnešíc (1962b) a iných častí Podunajskej nížiny J. BĀRTA 1963, 1965; J. BĀRTA—L. BĀNESZ 1971).

Vo veľmi úzkej nadväznosti na otázky riešenia genézy spraší a ich stratigrafie na rôznych úsekoch Podunajskej nížiny začal veľmi úspešne riešiť otázky ich inžinierskogeologických vlastností J. ŠAJGALÍK—V. LETKO (1972). J. ŠAJGALÍK (1979). Všetky tieto práce sú prvé tohto charakteru a znamenajú cenný prínos pre stavebno-inžiniersku prax. Zvlášť kladne treba hodnotiť z hľadiska poznania inžinierskogeologických vlastností spraší prácu J. ŠAJGALÍK — J. MODLITBA (1983).

Pre poľnohospodársku prax, hlavne z hľadiska intenzifikácie rastlinnej výroby, je cenný pokus zostaviť klasifikáciu sprašových sedimentov ako pôdnych substrátov z južnej a juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny (I. VAŠKOVSKÝ—Z. BEDRNA 1973; I. VAŠKOVSKÝ—Z. BEDRNA—E. VAŠKOVSKÁ 1983). Otázkam recentných pôd sú venované hlavne práce J. HRAŠKU (1964, 1966) a Z. BEDRNU (1966).

Zo stratigrafického hľadiska je vo všetkých doteraz spomínaných prácach v mladom pleistocéne v podstate trojčlenné členenie. Sprašové horizonty sú oddeľované dvoma fosílnymi pôdami zodpovedajúcimi  $W_{1/2}$  (PK II) a pôde  $W_{2/3}$  (PK I). V podloží sprašového komplexu sa nachádza fosílna pôda posledného interglaciálu R/W (PK III). Toto členenie je označované ako komplex stillfried A (pôdne komplexy PK III + PK II), stillfried B (pôdny komplex PK I).

V poslednom čase R. HALOUZKA (R. HALOUZKA—Z. SCHMIDT 1979) uviedol nové stratigrafické členenie mladšieho pleistocénu s aplikáciou na sprašové série Podunajskej nížiny. Na nesprávnosť typológie pôd R/W interglaciálu a pôd skorého würmu a ich začlenenia upozorním v ďalšom texte predkladaného článku.

### **Stručný prehľad litologického a mikromorfologického výskumu kvartérnych sedimentov a pôd**

Počas výskumu kvartéru na Podunajskej nížine podobne ako aj na ostatných územiach Slovenska sa veľká dôležitosť kládla štúdiu fosílnych pôd, ktoré zaberajú stále poprednejšie miesto v kvartérnej geológii. V súvislosti s tým je treba uviesť slová prezidenta Paleogeografickej komisie INQUA prof. A. A. VELIČKA (1973 (in T. D. MOROZOVA 1981), ktorý konštatuje: Z paleogeografických metód, ktoré ľúštia biocenózy minulosti sa paleopedologická metóda začala používať oveľa neskôr ako klasické paleobotanické a paleofaunistické metódy. Dnes je už známe, že vedecké základy paleopedologického výskumu zaostali za týmito metódami o niekoľko desiatok rokov. Paleogeografické rekonštrukcie a stanovenie stratigrafickej postupnosti prakticky nie sú bez paleopedológie možné“.

Ani na území Karpát sa v minulosti komplexný litogeochemický a mikromorfologický výskum kvartérnych sedimentov so zameraním na paleopedologický výskum prakticky nevykonával, okrem prác J. KOŠTÁLIKA—Z. BEDRNU (1971) a J. KOŠTÁLIKA (1974). Autorka článku začala s prvými krôčkami v mikromorfológii pri štúdiu sprašových sedimentov a fosílnych pôd pred dvoma desaťročiami práve na Podunajskej nížine (E. VAŠKOVSKÁ 1964, 1965). Neskoršie pokračovala štúdiom profilu v tehelni Senec, kde po prvýkrát na Slovensku bol na základe tohto výskumu vyčlenený zložitý interglaciál M/R (PK V). Vo vnútri komplexu mindelských spraší stanovila pedokomplex začlenený do M 1/2 (PK VI), tiež tu konštatovala prítomnosť najstaršieho kvartéru (E. VAŠKOVSKÁ 1970a). V tom istom roku E. VAŠKOVSKÁ



(1970b) podala krátku mikromorfologickú charakteristiku fosilnej pôdy posledného R/W interglaciálu PK III z profilu Mnešice, v ktorej som zistila procesy ilimerizácie.

Podobný litogeochemický a mikromorfologický výskum sa vykonával v rokoch 1971—1974 a 1977 aj na území Východoslovenskej nížiny. Jeho výsledky boli zhrnuté v správach E. VAŠKOVSKÉJ (1971, 1974) a v článku autorky (1977b). Veľmi zaujímavé výsledky pri stratifikácii kvartérnych sedimentov a rekonštrukcii ich genézy a faciálnej skladby sa dosiahli v súvislosti s riešením regionálno-geologického výskumu v rámci úlohy Vlády SSR na území Žitného ostrova (E. VAŠKOVSKÁ 1977a).

Veľmi široké uplatnenie našiel komplexný litogeochemický a mikromorfologický výskum najmä na paleopôdy na Ipelskej kotline (E. VAŠKOVSKÁ 1979). Ďalším regionálnym celkom bola bajtavsko-kamenická depresia dolného Pohronia a Szobskej kotliny Dunaja (E. VAŠKOVSKÁ 1980). V roku 1982 bol súhrnne zhodnotený výskum zo severnej a strednej časti Východoslovenskej nížiny (E. VAŠKOVSKÁ 1982). V čase vzniku uvedených správ sa uskutočňoval paleopedologický výskum aj na ďalších úsekoch Podunajskej nížiny v súvislosti so zostavovaním geologických máp listov Šafa, Galanta, Nitra, Milanovce atď.

Súčasne s týmto výskumom autorka článku v spolupráci s oddelením chémie GÚDŠ (po prvýkrát v ČSSR) zaviedla podľa Ch. A. ARSLANOVA (1971) metodiku získavania datovateľných organických zlúčenín z pochovaných a fosilných pôd mladého pleistocénu Karpát. Na extraktoch týchto zlúčenín sa potom robilo metódou  $C_{14}$  stanovenie veku pôd na Katedre jadrovej fyziky (UK Bratislava) alebo GIN (AV ZSSR Moskva). Značná časť zistených datovaní veku pôd bola zhrnutá v referáte na Slovenskej geologickej konferencii v Bratislave (E. VAŠKOVSKÁ 1981).

Okrem vyššie uvedených správ a článkov uverejnených v ČSSR boli niektoré výsledky litogeochemického a mikromorfologického výskumu kvartérnych sedimentov a pôd publikované vo Fínsku (E. VAŠKOVSKÁ—I. VAŠKOVSKÝ—Z. SCHMIDT 1979), v ZSSR v materiáloch KBGA, alebo sú časťou referátu na XI. kongrese INQUA v Moskve (I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ 1982).

Obrovské množstvo profilov (okolo 100) z územia Karpát, približne 60 len zo sprašových sérií spracovaných komplexným litogeochemickým a mikromorfologickým výskumom, pri rovnakom metodickom prístupe, doložené stanovením veku fosilných pôd mladého pleistocénu metódou  $C_{14}$ , prípadne paleomagnetizmom, vytvorilo dobrý základ pre analýzu a syntézu, ale najmä pre nové stratigrafické členenie mladého pleistocénu, ktoré ďalej uvádzam. Bezprostredne na území Podunajskej nížiny bolo komplexným litogeochemickým a mikromorfologickým výskumom zo sprašových sérií a fosilných pôd, ktoré sa v nich nachádzajú, spracovaných 50 profilov, z toho v 20-tich bola preštudovaná aj mikromorfológia (obr. 1).

### Metodika litogeochemického a mikromorfologického výskumu

Komplexný litologický výskum z celého územia Slovenska zahrňoval dve etapy: terénnu a laboratórnu. Pri terénnom výskume boli vybrané najvhodnejšie profily, ktoré boli detailne opísané a z ktorých sa odoberali charakteristické vzorky pre

laboratórny výskum. Väčšie vzorky sa odoberali z pochovaných pôd na prípravu extraktov. Veľká pozornosť sa v teréne venovala odberu vhodných neporušených vzoriek na výbrusy pre štúdium mikromorfológie, ako aj vzorkám na ostatné analýzy.

Druhá etapa litologického výskumu zahrňuje vyhodnotenie všetkých laboratórnych rozborov: granulometrie s výpočtom granulometrických koeficientov  $M_d$ ,  $S_o$ ,  $S_k$  a s výpočtom koeficientu mikroagregácie; stanovenie pH, humusu, frakčného zloženia humusu, obsahu  $CaCO_3$ , ílových minerálov (DTA, RTG), chemického zloženia, výmenných katiónov. Najväčší dôraz sa pritom kládol na mikromorfologické štúdium.

Ďalej uvádzam niektoré používané metodiky jednotlivých laboratórnych stanovení.

Granulometrické zloženie hlinito-ílových sedimentov sa robilo prevažne dvoma metódami, ktoré boli autorkou použité už skôr na Záhorskej nížine E. VAŠKOVSKÁ 1971b)

- a) disperznou — stanovenie zrnitosťného zloženia,
- b) mikroagregátnou — stanovenie agregátového zloženia.

Pri disperznej metóde sa vzorky pripravovali s použitím dispergátora — 4 %  $Na_4P_2O_7$ . Pri príprave vzoriek pre mikroagregátnu analýzu sa chemikálie nepoužívala. Z číselných údajov oboch granulometrických analýz pre frakciu menšiu ako 0,002 mm bol vypočítaný stupeň mikroagregácie (K mikro).

V texte používam nasledovnú klasifikáciu:

- K mikro veľmi nízky (menej ako 5)
- K mikro nízky (5—10)
- K mikro stredný (10—20)
- K mikro vysoký (20—30)
- K mikro veľmi vysoký (viac ako 30)

Stanovenie zrnitosti sa robilo areometrickou metódou.

Pri granulometrickom vyhodnotení hlinito-ílovitých sedimentov som vychádzala z klasifikácie V. NOVÁKA (1947), a to z obsahu frakcie menšej ako 0,01 mm (fyzikálny íl), a používala som nasledovné názvy podľa jej zastúpenia v sedimente:

názvy (granulotypy)	menšie ako 0,01 mm %
hlina silne piesčitá (Hsp)	0—10
hlina piesčitá (Hp)	10—20
hlina (piesčito-prachovitá) (Hpp)	20—30
(prachovito-piesčitá) (Hpp)	20—30
hlina (H)	30—45
hlina ílová (Hi)	45—60
íl prachovitý (Ip)	60—75
íl (I)	viac ako 75

Z kriviek zrnitosti boli vypočítané granulometrické parametre  $M_d$ ,  $S_o$  a  $S_k$ .

Množstvo (%) humusu bolo určené a frakcionácia humusových látok bola urobená Ľurinovou metódou (J. HRAŠKO a kol. 1962), uhlík bol stanovený na

princípe oxidiometrickej titrácie — Mohrova soľ — dvojchroman draselný v prostredí kyseliny sírovej na indikátor difenylamin.

Obsah uhličitanov (s prepočtom na  $\text{CaCO}_3$ ), aktívna (pH v  $\text{H}_2\text{O}$ ) a výmenná (pH v n KCl) pôdna reakcia sa robila podľa bežne používaných metód (J. NEMEČEK—J. HRAŠKO—Z. BEDRNA a i. 1962). Samotné meranie pH sa robilo na pH-metri „Moltoskop“.

Chemické zloženie (totálny rozbor) sa určovalo z frakcie menšej ako 0,001 mm.

Extrakty humínových kyselín so zameraním na datovanie vzoriek metódou  $\text{C}_{14}$  boli urobené spracovaním vzoriek systémom  $\text{NaOH—HCl—NaOH—HCl}$ . Metódu opísali CH. A. ARSLANOV—L. J. GROMOVA—N. I. POLEVAJA—J. P. RUDNEV (1968) a CH. A. ARSLANOV (1976 — separát). Pre našu prácu sme použili kombináciu týchto dvoch metód. V princípe sú založené na izolácii humínových kyselín, ktoré sú viazané na minerálnu časť pôdy po predchádzajúcom odstránení voľných humínových kyselín. Táto metodika bola zavedená na podnet autorky článku s dr. E. SÚROVOU v chemickom laboratóriu GÚDŠ. Samotné merania na pripravených extraktoch robili na Katedre jadrovej fyziky PF UK (E. VAŠKOVSKÁ—J. CHRAPAN 1969 a neskôr doc. P. POVINEC) a Akadémii nauk ZSSR v Moskve (prof. N. V. KIND a dr. L. D. SULERŽICKIJ).

Ílové minerály boli stanovené RTG-metódou z frakcie menšej ako 0,001 mm na röntgenovom goniometri so zapisovačom a metódou DTA na prístroji „Derivatograf“, výroby MOM Budapešť.

Farba sedimentov a pôd bola vyhodnotená v suchom stave podľa Munsellovej farebnej stupnice (Munsellstandard soil color charta).

Výbrusy z pôd a sedimentov boli pripravované v brusiarni GÚDŠ. Minerály skeletnej zložky niektorých vybraných lokalít určoval dr. J. Horniš, ktorému vyslovujem vďaku.

Mikromorfológiu som študovala a mikrofotografie som robila na polarizačnom mikroskope Amplival (výroba NDR Carl Zeiss Jena). Pri mikromorfologických charakteristikách som v zásade vychádzala z klasifikácie R. BREWERA (1964), uvádzala som tiež terminológiu z klasifikácie W. KUBIĚNU (1938, 1956), L. SMOLIKOVEJ (1969, 1972) a E. PARFENOVEJ—E. JARILOVEJ (1962, 1972).

Pri štúdiu sprašových sedimentov a fosílnych pôd mladého pleistocénu bol použitý aj paleomagnetizmus. Odber vzoriek a merania robil Ing. P. PAGÁČ (SAV) na nasledujúcich lokalitách: Senec, Moravany, Zamarovce, Mnešice, Milanovce, Komjatice, Alekšince, Vráble, Výškovce, Kubáňovo, Šahy. Všetky merané odobrané vzorky mali zápornú magnetizáciu.

### **Chronostratigrafia sprašových sedimentov a fosílnych pôd mladého pleistocénu Podunajskej nížiny**

(podľa novej stratigrafickej schémy zostavenej na základe paleopedologického výskumu)

Ako vyplýva už z predchádzajúcich častí, najväčšie rozšírenie na Podunajskej nížine (obr. 1) a najväčší význam z hľadiska stratigrafie kvartéru vôbec i mladého

pleistocénu majú sprašové série s fosílnymi pôdami, ktoré sú dominujúcimi sedimentmi na Trnavskej, Nitrianskej, Žitavskej, Hronskej a Ipeľskej pahorkatine.

Bázou mladého pleistocénu, jeho začiatkom, je R/W interglaciál ktorý je veľmi dôležitý nielen pre samotný mladý pleistocén, ale aj pre štúdium celého kvartéru, keďže je to posledné, najlepšie zachované interglaciálne obdobie pleistocénu. O tomto interglaciále sa v poslednom čase na všetkých fórach INQUA, aj v československej literatúre veľa diskutuje. Preto aj v tomto článku budem venovať R/W interglaciálu, resp. pôdam, ktoré ho reprezentujú, väčšiu pozornosť.

Doteraz sa v správach a publikáciách najčastejšie používalo označenie PK III, ktoré v podstate zahrňovalo bazálnu pôdu — teda pôdu vlastného R/W interglaciálu (Parabraunerde — Braunerde) a pôdu najčastejšie černoziemného typu nad ňou (I. VAŠKOVSKÝ, J. KOŠTÁLIK, J. HARČÁR a ďalší).

Úplne ničím novým s aplikáciou na Podunajskú nížinu bola predložená stratigrafická schéma R. HALOUZKOM—Z. SCHMIDTOM (1979). V tejto schéme vyčlenili R. HALOUZKA a Z. SCHMIDT v R/W interglaciáli zdola nahor 5 nasledujúcich členov; EeM I (tvorba černozieme), intra-Eem (slabá sprašová sedimentácia), EeM II (tvorba černozieme), pre-würmský „štadiál“ (sprašová sedimentácia) a amersfoort (tvorba intenzívnej parahnedozeme), čiže na báze R/W interglaciálu uvádza dve černozieme (EeM I a EeM II) a samotný interštadiál amersfoort začleňuje do R/W interglaciálu.

R. HALOUZKA a Z. SCHMIDT uvádzajú, že táto schéma bola vypracovaná na základe analýzy sprašových sérií v Podunajskej nížine, ktorú autori začlenili do osobitnej panónskej sprašovej provincie spolu so sprašami vystupujúcimi v severnom Maďarsku a do väčšej časti južného a východného Slovenska. Po spracovaní množstva nových lokalít musím však znova zaujať stanovisko k schéme R. HALOUZKU a Z. SCHMIDTA, hoci som ho predkladala už v záverečnej správe „Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika sprašových sedimentov a fosílnych pôd regiónov bajtavsko-kamenickej depresie dolného Pohronia a Szobskej kotliny Dunaja“ (E. VAŠKOVSKÁ 1980). V tejto správe som túto schému R. HALOUZKU a Z. SCHMIDTA, založenú najmä na štúdiu profilov Kamenica 1 (KH-1, KH 1/2), Kamenica 4 (KH-4Na, KH-4/Vb) — ktorých fosílné pôdy som detailne preštudovala litogeochemicky a najmä mikromorfologicky, v podstate vyvrátila.

R. HALOUZKOM vyčlenené spodné pôdy na lokalite Kamenica 4 označené ako černoziemné pôdy, v skutočnosti nie sú černoziemné (automorfná skupina pôd), ale patria do inej — hydromorfnej skupiny pôd. Bazálna (spodná) fosílna pôda typologicky patrí ku glejovým pôdam s výrazným glejovým horizontom s charakteristickou fragmentárnou štruktúrou najmä v glejovom horizonte, čiže indikuje hydromorfné podmienky, ktoré existovali pri jej formovaní. Túto bazálnu fosílnu pôdu som už skôr zatriedila k R/W interglaciálnej pôde hydromorfného typu (E. VAŠKOVSKÁ 1980).

Druhá pôda, uvádzaná nad bazálnou, je hnedozemného typu, oglejená, čiže tiež nie je černoziemného typu.

Na základe komplexného litogeochemického a mikromorfologického výskumu zameraného najmä na štúdium fosílnych pôd môžeme konštatovať, že vývoj fosílnych pôd R/W interglaciálu a fosílnych interštadiálnych pôd skorého würmu má

iné stratigrafické postavenie ako doteraz niektorí autori uvádzali a úplne odlišné ako uvádzali R. HALOUZKA (1979). Autorkou predkladaná nová schéma sa líši od schémy R. Halouzku a Z. Schmidta nielen typológiou pôd, ale aj stratigrafickým členením R/W interglaciálnej pôdy a interštadiálnych pôd skorého würmu (obr. 2).

Všetky jednotky vyčlenené v predkladanej stratigrafickej schéme (obr. 2) — (interglaciál, štadiály a interštadiály) charakterizujem v nasledujúcom poradí: R/W interglaciál (PK III), W1 starší subštadiál (W1 st.), interštadiál amersfoort (Am) — PK II<sub>1</sub>, W1 mladší subštadiál (W1 ml.), interštadiál W 1/2-brörup (Br) — PK II<sub>2</sub>, štadiál würm 2 (W2), W 2/3 interštadiál — PK I, štadiál würm 3 (W3). Krátko sa zaoberám i neskorým würom (NW), jeho teplými výkyvmi böllingom (B) a allerödom (Al).

P L E M L S A D Y C E N	S K O R Ý S T R E D N Ý N E S K O R Ý	RIS/WÜRM/R/W	Ém	PK III	tvorba illimerizovaných a intenzívne zvetralých hnedozemných pôd				
					W1	Am	PK II <sub>1</sub>	W1 st.	veľmi slabá sedimentácia spraší
								Amersfoort	tvorba pôd najmä čiernozemného typu menej hnedozemného
								W1 ml.	sedimentácia spraší
								W1/2	tvorba pôd najmä hnedozemného typu, možno aj viac humózných až čiernozemných
		W2	M	PK II <sub>2</sub>	? Oderade	slabá pedogenéza			
					W2 st.	intenzívna sedimentácia subinterštadiál			
					? Moershoofd	spraší			
		W2/3	D H	PK I	? Hengelo (Stillfried B)	tvorba slabých iniciálnych pôd			
					Denekamp	intenzívna sedimentácia subinterštadiál			
		NW	Dri		W3 ml.	intenzívna sedimentácia subinterštadiál			
					W3 st.	spraší			
					?				
					Dryas 2	tvorba pôd			
					Bölling	tvorba pôd			
			Dryas 1						
			Alleröd						
			Dryas 3						

Obr. 2 Stratigrafia spraší a fosílnych pôd mladého pleistocénu Podunajskej nížiny — stratigrafická schéma (E. VAŠKOVSKÁ 1983). Vysvetlivky pozri pri obr. 4

Mnohé lokality z Podunajskej nížiny (obr. 1) boli už podrobnejšie uvedené v správach a článkoch, nepovažujem preto za potrebné podávať charakteristiku každej stratigrafickej jednotky zo všetkých študovaných lokalít v tomto článku.

V texte uvádzam väčšinu lokalít zo všetkých pahorkatín Podunajskej nížiny s vyznačením hĺbky, kde sú zistené stratigrafické jednotky, len na charakteristických lokalitách podávam litogeochemickú a mikromorfologickú charakteristiku, ako aj stanovenia veku metódou  $C_{14}$ .

### Interglaciál ris/würm (R/W) — PK III

Fosílné pôdy ris/würmského interglaciálu na Podunajskej nížine sa vyznačujú veľkým rozšírením. Nachádzajú sa takmer vo všetkých skúmaných profiloch na pahorkatinách nížiny. Podľa dosiahnutých výsledkov komplexného štúdia som došla k záveru, že vývoj fosílny pôdy posledného interglaciálu R/W (PK III) v skúmaných sprašových sériách prebiehal predovšetkým v automorfných podmienkach — vytvorila sa skupina automorfných pôd. Menšie rozšírenie v rámci posledného interglaciálu v skúmaných lokalitách na Podunajskej nížine majú fosílny pôdy druhej skupiny, ktorú som označila ako hydromorfné pôdy. Tento typ pôd sa tvoril väčšinou na inom materskom substráte — fluviálnych sedimentoch (nivnej fácií). Ich formovanie bolo podmienené vplyvom podzemných vôd, preto majú odlišné znaky, najmä typológiu, než pôdy automorfnej skupiny. S pôdami hydromorfnej skupiny sa stretávame hlavne na južnej a juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny.

V ďalšom texte je uvedený zistený charakter pôd posledného interglaciálu na každej pahorkatine samostatne, podávam tiež podrobnejšiu charakteristiku podľa vyčlenených skupín pôd na reprezentatívnych lokalitách.

Na území Trnavskej pahorkatiny pôda R/W interglaciálu sa v sprašových sériách formovala v automorfných podmienkach v dvoch typoch. Prvým typom sú pôdy ilimerizované (Parabraunerde — Buryje pseudopodzolistyje lessivirovanyje podľa MOROZOVEJ, (1983) Bt horizont týchto pôd má typickú vosepickú separáciu plazmy a množstvo ílovitých kutanov iluviácie), ktoré boli zistené mikromorfologickými štúdiami na lokalite v Mnešiciach (7,2—8,2 m). Na výskyt tejto pôdy na uvedenej lokalite už upozornila E. VAŠKOVSKÁ (1970b). Tieto pôdy sú aj na lokalite Trakovice (5,9—7,4 m) a náznaky ilimerizácie sú na lokalite Veľké Kostolany (9,8—10,8 m). O rovnaký typ pôdy ide pravdepodobne aj na lokalite Trnava (5,6—6,4 m), obr. 3, 4.

Druhým typom fosílnych pôd posledného interglaciálu v skupine automorfných pôd na Trnavskej pahorkatine sú hnedozemné pôdy (Braunerde, Buryje lesnyje s veľmi zriedkavými, väčšinou bez kutanov iluviácie v B horizonte). Tieto pôdy sa vyznačujú vysokým stupňom vnútropôdneho zvetrávania, ich plazma má v celej mase masepickú (šupinkovitú) aj skelsepickú separáciu plazmy. Tento typ hnedozemí sa nachádza na lokalitách Moravany (6,5—7,4 m), Banka (9,1—10,9 m) a Vlčkovce (5,1—6,3 m).

Na území Nitrianskej pahorkatiny, podobne ako na Trnavskej pahorkatine, prevládajú v poslednom interglaciále automorfné typy pôd. Aj tu ide buď o pôdy ilimerizované (Parabraunerde), ktoré sú známe na lokalitách Báb (3,4—4,4 m),

Ālekšince, profil IV (9,4—10,4 m), snáď Kovárce (3,8—4,6 m), alebo hydromorfne vytvorené na fluvialných nívnych sedimentoch (strojný vrt M-18). Treba však uviesť, že z územia Nitrianskej pahorkatiny na lokalite Nitra—Čermáň J. KOŠTÁLIK (1974) uvádza R/W bazálnu pôdu (označovanú ako lesná hnedá pôda), vyvinutú na spraši, v ktorej tiež zistil znaky hydromorfizmu (oglejenia). Oglejenie tejto pôdy je podmienené tým, že sa formovala v podmienkach zníženej časti reliéfu (delene).

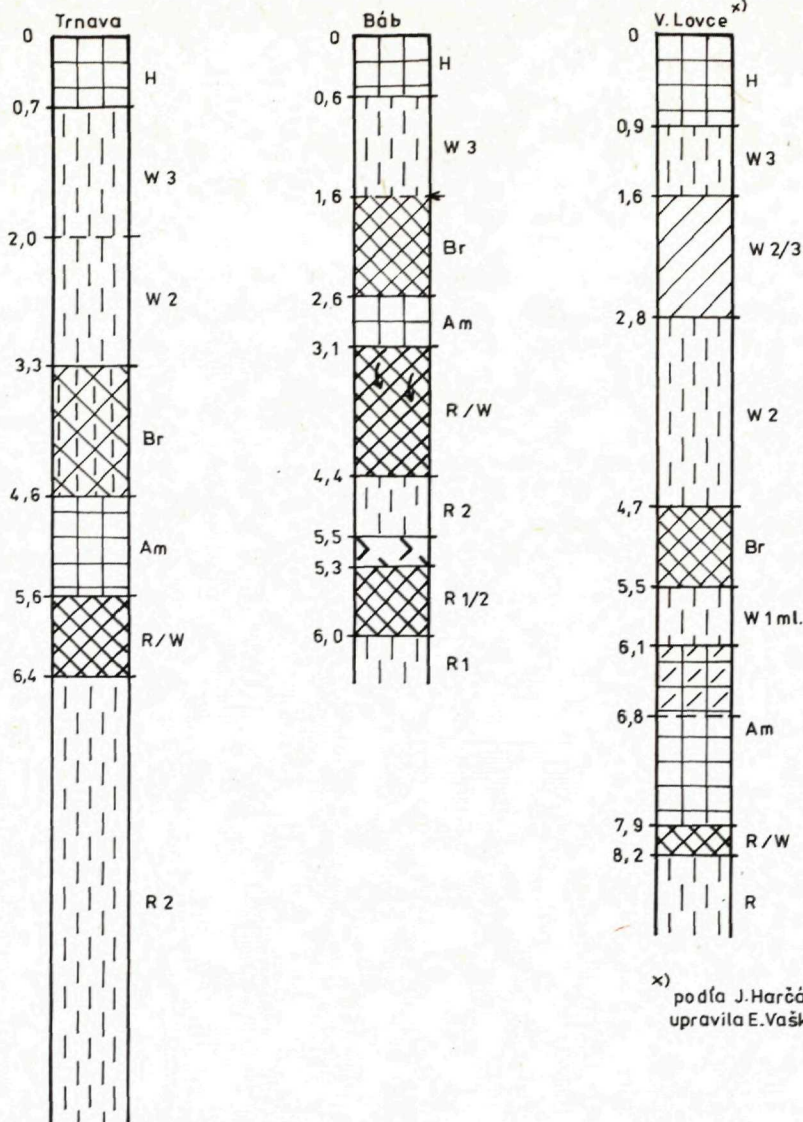
Určitou zvláštnosťou sa vyznačuje pôda, ktorá sa nachádza na lokalite Komjatice v hĺbke 1,2—2,6 m. Na základe jej podrobnejších štúdií som prišla k názoru, že má znaky posledného interglaciálu (zvetraná plazma), ale neskôr bol na ňu naložený ďalší pôdotvorný proces počas interštadiálu amersfoortu (zvýšený obsah humusu); nemožno však vylúčiť ani vplyv pôdotvorných procesov neskorších interštadiálov (napr. brörupu). Ide teda o veľmi zložitý jav, keď pôvodná interglaciálna pôda ako reliktná tvorila substrát pre ďalšie pôdotvorné procesy.

Na území Hronskej pahorkatiny, na lokalitách Divá, Veľké Ludince a Veľké Lovce bol v spolupráci s dr. J. HARČÁROM urobený odber vzoriek. Prvé stratigrafické začlenenie urobil J. HARČÁR (1967); uvádzam ho však upravené v zmysle novej predkladanej stratigrafickej schémy.

Fosílné pôdy začlenené do R/W interglaciálu na Hronskej pahorkatine boli zistené na lokalite Veľké Lovce (7,9—8,2 m), Divá (5,7—6,6 m) a Veľké Ludince (7,0—8,0 m). Ide o pôdy, ktoré patria do automorfnej skupiny hnedozemného typu. J. HARČÁR (1983), podobne ako väčšina geológov, zaradil spodnú pôdu na lokalite Veľké Lovce (predstavuje zvyšok interglaciálnej pôdy typu Parabraunerde) a nad ňou naloženú pôdu do ris/würmského interglaciálu. Podľa novej stratigrafickej schémy však do posledného interglaciálu začleňujeme len spodnú. Černozem nad ňou vznikla už na spraši, ktorá časovo indikuje prvý studený výkyv — začiatok glaciálu würmu, teda skorý würm, jeho staršiu fázu — W1 st. Až po tomto studenom intervale počas prvého interštadiálneho würmu, v amersfoorte, vznikla intenzívna černozem. Táto pôda sa formovala nielen na spraši W1 st., ale pôdotvorný proces zasiahol aj hlbšie na bazálnu pôdu vzniknutú počas R/W (obr. 3).

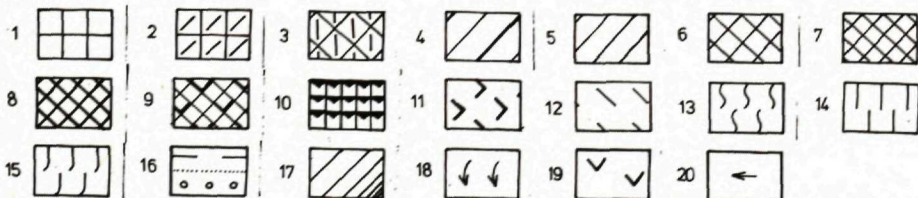
Na území Hronskej pahorkatiny, na jej južných a juhovýchodných častiach, sa nachádzajú okrem vyššie spomínaných R/W pôd automorfnej skupiny aj pôdy hydromorfnej skupiny vyvinuté na sedimentoch nívnej fácie. Ako príklad môžem uviesť lokalitu Búč (8,2—9,2 m).

Na území Ipeľskej pahorkatiny sa fosílna pôda R/W interglaciálu formovala tiež najmä v automorfných podmienkach, keď vznikali buď ilimerizované pôdy (Parabraunerde) — lokalita Šahy (1,8—3,3 m), alebo hnedozeme silne zvetrané, s charakteristickou mosepickou a skelsepickou separáciou plazmy. Sú to lokality v okolí Kamenice n/Hronom, profil KH-1 (9,0—10,1 m) a profil KH-1/2 (3,9—4,6 m). Zvláštnosťou je R/W interglaciálna pôda v okolí Kubáňova — profil Kubáňovo I (2,5—3,6 m) a profil Kubáňovo II (0,8—2,2 m), kde predpokladám, že po formovaní ris/würmskej interglaciálnej pôdy bola zachovaná minimálna, ba pravdepodobne vôbec žiadna sedimentácia spraši skorého würmu, a preto pedoprosedy, najmä černozemného typu interštadiálnej fázy amersfoortu, neskôr aj brörupu, naložili svoje pedoprosedy na R/W pôdu (charakter agregátov, charakter novotvarov, charakter karbonátov), (tab. III, V, VII; obr. 1, 2).



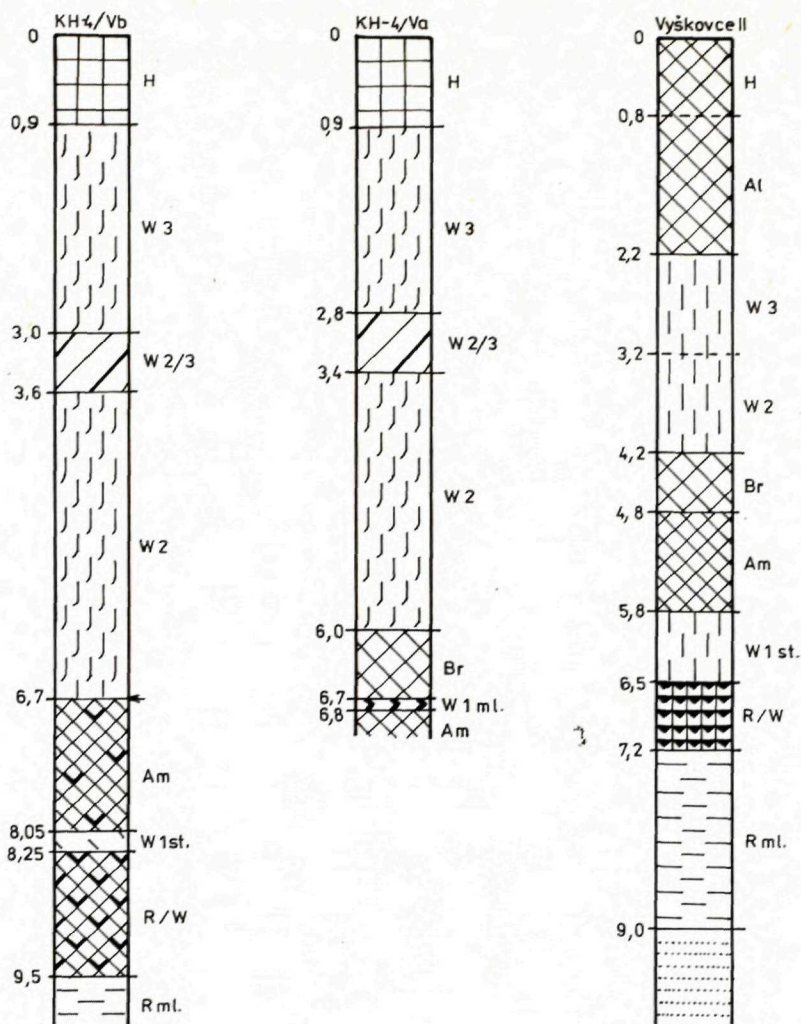
x) podľa J. Harčára  
upravila E. Vaškovská

Legenda k profilom (obr. 3, 4)



Obr. 3 Spraše a fosilné pôdy mladého pleistocénu na Podunajskej nížine — automorfna skupina pôd (E. VAŠKOVSKÁ 1983). Vysvetlivky pôzri pri obr. 4





Obr. 4 Spraše a fosilné pôdy mladého pleistocénu na Podunajskej nížine — hydromorfná skupina pôd (E. VAŠKOVSKÁ 1983)

Vysvetlivky k obr. 3, 4

1 — černoziem, 2 — hnedozemná černoziem, 3 — černoziemná hnedozem, 4 — slabá pedogenéza, 5 — hnedozem iniciálna, 6 — hnedozem, 7 — hnedozem zvetraná, 8 — hnedozem intenzívne zvetr. 9 — glejová pôda, 10 — nivná (lužná) pôda, 11 — pôdne sedimenty, 12 — splachové sedimenty, 13 — soliflukčný horizont, ron, 14 — spraš, 15 — sprašovitá hlina, 16 — hlina, piesok, fluvialne sedimenty, štrk, 17 — hustota čiar, intenzita pedopocesu, 18 — náteky opticky orientovaného ílu (ooi), 19 — znaky oglejenia, 20 — skrytá diskordancia.

V hydromorfných podmienkach sa na nivných sedimentoch mladšieho risu na Ipeľskej pahorkatine formovali nívne hydromorfné fosílné pôdy v okolí Výškoviec — profil Výškovce II (6,5—7,2 m) alebo glejové pôdy s výrazným glejovým horizontom so špecifickou fragmentárnou mikroštruktúrou — lokality v okolí Kamenice, profil KH-4/Vb (8,25—9,5 m) (obr. 4).

Možno teda povedať, že pôdy R/W interglaciálu v sprašových sériách na Podunajskej nížine sa formovali hlavne v automorfných podmienkach v dvoch typoch pôd, a to ako ilimerizované (Parabraunerde) alebo ako hnedozemné pôdy zvetrané (Braunerde).

Podrobnejšiu charakteristiku R/W pôdy prvého pôdneho typu uvádzam z reprezentatívnej lokality Báb (3,1—4,4 m). Pôda má hnedú farbu (7.5YR 4/6), smerom dolu je žltastohnedá (10YR 5/6). Podľa granulometrického zloženia je to hlina bimodálna, má stredný koeficient agregácie a charakterizuje sa vysokým obsahom ílovitých častíc (27—32 %). Je slabo vápnitá ( $\text{CaCO}_3 = 1,3\text{—}1,9\%$ ) a slabo humózna, obsahuje 0,2—0,5 % humusu fulvátneho typu (Hk:Fk = 0,3—0,5). Aktívna reakcia pôdy je slabo alkalická (pH v  $\text{H}_2\text{O} = 8,3$ ) a výmenná alkalická (pH v KCl = 7,7—8,0).

Mikromorfológia. Pôda vo výbruse má svetlohnedú farbu, na pozadí ktorej je množstvo červenkastohnedej farby zátekov opticky orientovaného ílu pozdĺž voľných priestorov, najmä pórov okrúhleho, eliptického, kanálikovitého tvaru a tiež plochých pórov — vosepická separácia plazmy (tab. I, obr. 1). Vyskytuje sa tiež menej výrazná mosepická separácia plazmy. Skelet je jemný, rovnomerne rozložený. Karbonáty nie sú súčasťou S-matrixu, ale sú sekundárne, vo forme jemnokryštalického kalcitu pozdĺž pórov. Pre pôdu sú charakteristické novotvary vo forme tmavohnedých organo-minerálnych vložiek a drobných nodúl, sú v nej tiež, najmä pozdĺž pórov, čierne Fe-Mn lúčovitej formy segregácie.

Pôda patrí typologicky k pôdam ilimerizovaným (Parabraunerde) polygenetickým, v ktorých okrem procesov ilimerizácie sú zistené procesy pseudooglejenia (lúčovité formy Fe-Mn segregácie) a rekalcifikácie (sekundárne karbonáty najmä v póroch).

Opticky orientovaný íl v R/W pôdach — vosepická separácia plazmy — ako dôkaz procesu ilimerizácie v pôde som zistila vo výbrusoch na viacerých lokalitách Podunajskej nížiny (Trakovice, Mnešice, Alekšince, Šahy a iné), čo dokumentujú priložené fotografie (tab. I, obr. 2, 3; tab. II, obr. 1, 2).

Druhým typom automorfnej skupiny pôd R/W interglaciálu sú pôdy hnedozemného typu. Blížšie charakterizujem tento typ na príklade lokality z okolia Kamenice (profil KH-1), (E. VAŠKOVSKÁ 1980).

Pôda R/W interglaciálu sa nachádza na spomínanej lokalite v hĺbke 9,0—10,1 m, má žltastohnedú farbu (10YR 6/3), zastúpená je granulotypom hlíny ílovej s vysokým obsahom ílovej frakcie (20—37 %). Má vysoký koeficient mikroagregácie (K mikro = 31—35), nie je vápnitá, len vo vrchných horizontoch (9,0—9,2 m) slabo vápnitá ( $\text{CaCO}_3 = 3,0\text{—}2,6\%$ ). Je slabo humózna, obsahuje 0,28—0,07 % humusu, ktorý má smerom dolu klesajúcu tendenciu. Aktívna pôdna reakcia je slabo alkalická (pH v  $\text{H}_2\text{O} = 8,0\text{—}8,1$ ) a výmenná je alkalická (pH v KCl = 7,2—7,4). Medzi minerálmi ílovej frakcie je okrem ilitu, montmorilonitu a organických látok

metódou DTA zistený chlorit. V chemickom zložení pôdy sú vysoko zastúpené  $\text{SiO}_2$  (50 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (22—23 %) a  $\text{R}_2\text{O}_3$  (33—34 %). Pôda má stredný obsah výmenných kationov (24—25 mvl/100) s vysokou prevahou  $\text{Mg}^{2+}$  (22 mvl/100) a malým obsahom  $\text{K}^+$  (1,1—1,5 mvl/100) i  $\text{Na}^+$  (1 mvl/100).

**Mikromorfológia.** Farba pôdy je tmavohnedá, len vo vrchnom horizonte do hĺbky 9,2 m svetlohnedá. Pre pôdu je charakteristická stredná až výrazná agregácia, dominujú v nej najmä agregáty polysfedrálnych foriem, ktoré majú aj väčšie priemery. Sú v nej intergranulárne póry zložené, aj biopóry okrúhlych a kanálikovitých foriem. Skelet je jemný až stredný s výskytom zrn o  $\varnothing$  0,7—0,8 mm, medzi ktorými prevládajú kremene a vysoko sú zastúpené aj živce. Vnútoraná stavba plazmy je sepická, dominuje mosepická, omnisepická a lattisepická, sú len veľmi slabé náznaky vosepickej a ojedinele sa vyskytuje skelsepická (tab. I, obr. 4).

Karbonáty nie sú pre pôdu charakteristické. Vyskytujú sa ojedinele najmä v jej vrchných horizontoch do hĺbky 9,2 m vo forme nodúl, konkrécií, septárií, a tiež jemnokryštalický kalcit škvŕnito cementuje S-matrix. Charakteristické sú pre ňu tmavohnedé organo-minerálne konkrécie kompaktné ohraničené od S-matrixu, niektoré majú vo vnútri zrná skeletu (kremene). V pôde sa nachádza množstvo drobných, najmä angulárnych foriem hnedočiernych fragmentov a Fe-Mn segregácie lúčovitých tvarov aj pozdĺž pórov.

Typologicky pôda patrí k intenzívnym hnedozemiam silne zvetraným; vysoké zastúpenie opticky orientovanej plazmy, najmä mosepickej, omnisepickej a lattisepickej je znakom intenzívneho vnútrópodného zvetrávania. Vosepická separácia plazmy (znak ilimerizácie) je v náznakoch pozorovateľná len pri veľkom zväčšení v mikroskope.

Zo skupiny hydromorfných pôd R/W interglaciálu podávam charakteristiku R/W pôdy z okolia Kamenice, lokalita KH-4/Vb (E. VAŠKOVSKÁ 1980). Vývoj tejto pôdy prebiehal na nivnej fácií fluvialných sedimentov rieky Hron.

Táto R/W interglaciálna pôda sa nachádza v hĺbke 8,25—9,5 m, je špinavožltej farby (2.5Y 6/3), s množstvom vyzrážanín žltohrdzavej a tmavých hrdzavočervených farieb (2.5Y 3/1 a 2.5Y 3/2). Zvrchu, do hĺbky 8,5 m, je výrazný glejový horizont nápadnej šedastej farby (2.5Y 6/2), ktorý je takmer bez štruktúry (zliata štruktúra), vyznačuje sa ťažkým granulometrickým zložením. Ide o prachovitý íl s vysokým obsahom frakcií  $< 0,002$  mm (36—40 %). Pôda má vysoký až veľmi vysoký koeficient mikroagregácie ( $K_{\text{mikro}} = 24—25$ ); v glejovom horizonte je obsah ílovitých častíc a koeficient mikroagregácie najväčší. Je slabo vápniatá ( $\text{CaCO}_3 = 1,9—2,1$  %) a slabo humózná, obsahuje 0,2—0,4 % humusu fulvátneho typu ( $\text{Hk}:\text{Fk} = 0,4$ ) a v glejovom horizonte humátno-fulvátny ( $\text{Hk}:\text{Fk} = 0,8—1,0$ ). Aktívna pôdna reakcia je slabo alkalická (pH v  $\text{H}_2\text{O} = 7,8—8,0$ ) a výmenná slabo kyslá (pH v  $\text{KCl} = 6,0—6,3$ ). Medzi minerálmi ílovej frakcie sa vyskytuje illit, montmorilonit a kaolinit.

Výmenné kationy sú vysoko a v glejovom horizonte veľmi vysoko zastúpené (36—40 mvl/100) s prevahou  $\text{Ca}^{2+}$  (20—23 mvl/100) a značným  $\text{Mg}^{2+}$  (13—15 mvl/100).

**Mikromorfológia.** Farba pôdy vo výbruse je nerovnomerná, dominuje špinavo-

hnedosivá s množstvom novotvarov. Pôda sa vyznačuje stredne výraznou agregovanosťou, ide o agregáty rôznych foriem, sferálne aj polysfedrálne. Pre glejový horizont je charakteristická fragmentárna mikroštruktúra s výskytom fragmentov II. a III. radu (poradia). Ich existencia je podmienená výskytom plochých pórov, najmä trhlín. V pôde sú okrem plochých pórov aj biopóry okrúhle, eliptické a intergranulárne zložené póry. Skelet pôdy (sú to najmä zrná kremeňa, menej živce) je jemný, s výskytom stredných zŕn, rovnomerne rozložený. Glejový horizont má odlišný, veľmi jemný skelet. Vnútna stavba plazmy v pôde je sepická-mosepická, omnisepická a sú v nej náznaky tenkej orientácie ílu pozdĺž stien pórov. Karbonáty nie sú pre pôdu veľmi charakteristické, sú zistené vo výbrusoch vo forme drobných ojedinelých nodúl v hĺbkach 8,25—9,0 m. Ojedinelé sú drobné konkrécie z jemnokryštalického kalcitu (8,7 m). Veľmi charakteristické sú pre túto pôdu novotvary rozmanitých foriem. V glejovom horizonte nie sú Fe-segregácie veľmi kompaktné ohraničené od S-matrixu a sú v ňom tiež najmä železito-mangánové segregácie lúčovitých foriem pozdĺž pórov. Dôležité je zistenie glejového procesu v tejto pôde: Fe-Mn zlúčeniny sú v tomto horizonte smerom od okraja pórov k základnej mase svetlejšie. Pod glejovým horizontom v pôde sú tmavohnedé, od S-matrixu kompaktné ohraničené konkrécie, časté sú i tmavohnedé (najmä železité) a hnedočierne (železito-mangánové) segregácie pozdĺž pórov, zistené sú tiež konkrécie koncentrickej a difúznej formy. V celej hrúbke pôdy sú prítomné hnedé organominerálne škvry a vločky a drobné hnedočierne humifikované fragmenty angulárnych a oválnych foriem (tab. VI, obr. 1, 2, 3, 4).

Zistené fakty o fosilnej pôde s jej charakteristickými litogeochemickými a mikromorfologickými znakmi jednoznačne poukazujú na to, že typologicky patrí k pôdam glejovým, s výrazným glejovým horizontom s charakteristickou fragmentárnou mikroštruktúrou najmä v glejovom horizonte. Pôda sa vyznačuje vysokým stupňom vnútropôdneho zvetrávania (plazma v pôde má sepickú vnútornú stavbu), je polygenetická, nachádzajú sa v nej jednak veľké hnedé konkrécie, kompaktné ohraničené od S-matrixu, jednak množstvo železitých a železito-mangánových lemov pozdĺž pórov aj lúčovitých foriem. Nakoniec bola pôda rekalcifikovaná. V analogických, ale menej hydromorfných podmienkach na území Ipeľskej pahorkatiny sa formovala R/W interglaciálna pôda na okolí Výškoviec (profil Výškovce II, hĺbka 6,5—7,2 m), na nívnych sedimentoch riečnej terasy rieky Ipeľ začleňovanej J. Pristašom do mladšieho risu (tab. IV, obr. 1, 2). Táto pôda má charakter paleohydromorfnej nívnej pôdy.

#### Skorý würm — štádiál würm 1 — W1

Podľa predkladanej stratigrafickej schémy zahrňuje tieto obdobia: würm 1 starší (W1 st.) — prvý subštádiál würmského glaciálu; interštádiál amersfort (Am) — (prvý interštádiál würmského glaciálu) — PK II<sub>1</sub>; druhý subštádiál skorého würmu — würm 1 mladší (W1 ml.) a interštádiál würm 1/2 — W 1/2 — brörup (Br) — PK II<sub>2</sub>. V niektorých korelačných schémach sa uvádza z obdobia skorého würmu aj prítomnosť málo výrazného subinterštádiálu oderade.

### Subštadiál würm 1 starší (W1 st.)

Koncom R/W interglaciálu a začiatkom würmského glaciálu bolo celkové ochladenie klímy zafixované na území Podunajskej nížiny tenkou polohou sprašových alebo splachových sedimentov subštadiálu würm 1 st. (W1 st.). Sedimentácie z tohto obdobia sú zachované len na niektorých lokalitách v okolí Výškoviec (profil Výškovce II, 5,8—6,5 m), kde je zistená sprašovitá hlina, tiež v profiloch v okolí Kamenice — KH-4/Vb (8,05—8,25 m), kde je splachový sediment, a pravdepodobne aj v profile KH-1 (8,4—9,0), kde je sprašovitá hlina (tab. XI, obr. 1).

Malá hrúbka sedimentov subštadiálu W1 st., resp. ich neprítomnosť v profiloch, bola podmienená jednak tým, že tento studený interval bol krátky, jednak tým, že prvé interštadiálne oteplenie skorého würmu — interštadiálu amersfoort (Am), ktoré nastúpilo po ňom, bolo intenzívne a pedoprocesy s ním spojené často zasahovali celú hrúbku sedimentácie W1 st.

V ďalšom uvádzam krátku charakteristiku týchto sedimentov.

Sprašovitá hlina na lokalite Výškovce II je špinavožltlooranžovej farby (10YR 7/4); podľa granulometrického zloženia je to hlina ílovitá, vápnitá ( $\text{CaCO}_3 = 14,7\%$ ), má veľmi nízky obsah humusu (0,1 %), výmennú a aktívnu pôdu reakciu alkalickú.

Mikromorfológia. Sprašovitá hlina sa vyznačuje veľmi vysokým obsahom karbonátov, charakteristické sú pre ňu biopóry (okružle a eliptické). Plazma je asepická.

Splachovým sedimentom na lokalite KH-4/Vb je hlina slabo vápnitá ( $\text{CaCO}_3 = 1,6\%$ ), veľmi slabo humózna, ktorej výmenná pôdna reakcia je slabo kyslá (pH v KCl = 6,3 %).

Mikromorfológia. Farba splachového sedimentu vo výbruse je nerovnomerná a je podmienená aj zrnitosťou jednotlivých partií; v miestach s jemnejším skeletom je tmavšia a viac sfarbená do hnedo železitými zlúčeninami. Sediment je pórovitý, sú v ňom biopóry okružle a eliptické a v jemnejších partiách ploché póry. Skelet (sú to najmä zrná kremeňa, menej živcov) je nerovnomerne rozložený. Plazma je asepická, ale v niektorých častiach sa prejavujú pedoprocesy z nadložnej interštadiálnej fosilnej pôdy, v sedimente sú ojedinelé karbonátové noduly a novotvary, ktoré sú však menej charakteristické v porovnaní s nadložnou a bazálnou fosílnou pôdou.

### Interštadiál amersfoort (Am) — PK II<sub>1</sub>

Názov tohto interštadiálu je odvodený od mesta Amersfoort v Holandsku, zaviedol ho v roku 1960 W. ZAGWIJN in G. MURAVSKÝ (1977) ako amersfoortskú fázu doby ľadovej Visla.

Po krátkom, ale výraznom ochladení klímy začiatkom skorého würmu, keď územie Podunajskej nížiny a jej okolie bolo pokryté sprašovými a inými sedimentmi, nastalo prvé oteplenie würmského glaciálu. Táto klimatická zmena bola zaznamenaná prakticky v celosvetovom meradle. Územie Podunajskej nížiny sa vyznačovalo stepnou klímou, odrazom ktorej je prevládajúca tvorba pôd černoziemného typu. Tvorba černoziemí na nížine bola intenzívna. Tento pôdotvorný proces, ako sme už uvádzali v súvislosti s tvorbou R/W interglaciálnej pôdy, zasahoval nielen celú

hrúbku sprašovej sedimentácie skorého würmu (W1 st.), ale pomerne často ju presahoval a zasahoval aj na R/W interglaciálnu pôdu, ba sú prípady, keď ju prakticky celú prekryl.

Fosílné pôdy černoziemného typu začleňované do interštadiálu amersfoortu (Am) — PK II<sub>1</sub> sa na Podunajskej nížine nachádzajú na všetkých pahorkatinách.

Na území Trnavskej pahorkatiny je to lokalita Trnava III (4,6—5,6 m) a Trakoviце (5,2—5,9 m), v okolí Veľkých Kostolian (5,1—7,6 m) je černoziemná hnedozem a v okolí Moravan (profil MO-1)-tab. VIII, obr. 2. Na území Nitrianskej pahorkatiny sa černozieme amersfoortu nachádzajú v okolí Báb (2,6—3,1 m), Alekšíniec — profil IV (10,1—12,2 m) a Kovárieč (3,1—3,8 m). Na Hronskej pahorkatine je zistená na lokalite Veľké Lovce (6,1—7,9 m). Na Ipefskej pahorkatine, je to lokalita Vyškovce, profil II (tab. VIII, obr. 3). Na lokalite Biňa 1 R. HALOUZKA začleňuje tiež černoziemnú pôdu do R/W interglaciálu spolu s bazálnou pôdou hnedozemného typu. Na tejto lokalite, podobne ako napr. na lokalite Veľké Lovce, bola černoziemným pôdotvorným procesom interštadiálu amersfoort zasiahnutá väčšia časť R/W interglaciálnej pôdy.

Bližšiu charakteristiku fosílny pôdy černoziemného typu začlenenú do interštadiálu amersfoort (Am) uvedieme z lokality Báb na Nitrianskej pahorkatine, absolútny vek ktorej je stanovený v AV ZSSR na viac ako 30 000 rokov (GIN 3362).

Fosílna pôda interštadiálu amersfoort (Am) na lokalite Báb je zistená v hĺbke 2,6—3,1 m. Farba tejto pôdy je hnedastočierna (10YR 3/2), podľa granulometrického zloženia je to hlina, vo vrchnom horizonte až hlina ilovitá bimodálna a má vysoký koeficient mikroagregácie (K mikro=24—31). Je slabo vápnitá ( $\text{CaCO}_3 = 1,8—2,5 \%$ ), obsah karbonátov v nej smerom dolu mierne stúpa. Pôda je silne humózna, obsahuje 1,1—1,3 % humusu, množstvo ktorého sa smerom dolu mierne zväčšuje. Humus je humátno-fulvátneho typu (Hk : Fk = 0,7—0,8). Aktívna výmenná reakcia je slabo alkalická (pH v  $\text{H}_2\text{O} = 8,2$ ) a výmenná je alkalická (pH v KCl = 7,8).

Mikromorfológia. Farba vo výbruse je tmavohnedá, rovnomerná, pôda má hubovitú mikroštruktúru a má výraznú mikroagregátnosť, je veľmi pórovitá — ide najmä o biopóry okrúhleho, eliptického a kanálikovitého tvaru a póry intergranulárne (Tab. VIII, obr. 1). Skelet je jemný, rovnomerne rozložený, len vo vrchnom horizonte pôdy sú ojedinele väčšie zrná. Plazma nejaví optickú orientáciu, je asepická. Karbonáty sa vyskytujú najmä v blízkosti pórov vo forme jemnokryštalického kalcitu, ktorý škvrnito cementuje S-matrix. Novotvary sa v pôde vyskytujú vo forme tmavohnedých nodúl (niektoré sú aj so zrnami kremeňa vo vnútri), vložiek a ojedinelých konkrécií.

Zaujímavé je zistenie, že v prípade vývoja pôd R/W interglaciálu v hydromorfických podmienkach na fluvialných sedimentoch, na novej sprašovej sedimentácii počas štadiálu W1 st. mávajú aj pôdy amersfoortského interštadiálu stopy hydromorfizmu, ktoré sme zistili na lokalitách Kamenica KH-4/Va, Kamenica KH-4/Vb. (tab. IX, obr. 1, 2, 3, 4).

*Subštadiál würm 1 mladší (W1 ml.)*

Tento štadiál skorého würmu na území Podunajskej nížiny je zafixovaný vo forme

najmä sprašových a tiež splachových, ronových, soliflukčných a pôdnych sedimentov na viacerých lokalitách. Hrúbka sedimentov z tohto obdobia je nevelká, ale väčšia ako z obdobia W1 st. Sedimenty štadiálu W1 ml. sú zistené na všetkých pahorkatinách. Na Trnavskej pahorkatine na lokalite Trakovice je to sprašovitá hlina (4,7—5,2 m), na lokalite Senec soliflukčný horizont (5,25—5,35 m), na lokalite Vlčkovce soliflukčný horizont (5,1—5,2). Na Nitrianskej pahorkatine bol zistený na lokalite Alekšince, kde je zachovaná sprašová sedimentácia v hĺbke 8,3—8,7 m (profil IV) a 8,3—8,8 m (profil 4) a splachový sediment vo vrte M-3 (6,3—7,1 m). Na území Hronskej pahorkatiny sú to lokality: Divá (4,8—5,1 m), V. Ludince (5,4—7,0 m), Veľké Lovce (5,5—6,1 m) a lokalita Búč (7,6—8,2 m). Toto studené obdobie zanechalo v Ipeľskej pahorkatine stopy na lokalite Kamenica (profil KH-1) v hĺbke 7,4—7,5 m a profile KH-4/Va — (6,7—6,9 m).

Krátku charakteristiku sedimentov z tohto obdobia uvádzam z lokality Alekšince — profil 4, zo splachového sedimentu z hĺbky 8,3—8,8 m, ktorý je charakterizovaný špinavou žltouhnedou farbou (10YR 5/4). Podľa granulometrického zloženia je to hlina (hlina piesčitá) s vysokým koeficientom mikroagregácie (K mikro = 25). Sediment je slabo vápнитý ( $\text{CaCO}_3 = 3,5\%$ ), slabo humózný (0,46 % humusu) a má výmennú pôdnu reakciu alkalickú (pH v KCl = 7,5).

#### *Interštadiál würm 1/2 — W 1/2 — brörup (Br) — PK II<sub>2</sub>*

Názov interštadiálu pochádza z názvu mesta Brörup, zaviedol ho v roku 1921 V. NORDMANN ako brörupskú fázu doby ľadovej Visla (G. MURAVSKÝ 1977).

Podobne ako predchádzajúci aj tento interštadiál na rozhraní starého a stredného würmu zanechal na všetkých pahorkatinách Podunajskej nížiny fosílnu pôdu. Ide v ňom však o pôdy najmä hnedozemného typu, väčšinou menej humózne, len zriedkavejšie s väčším obsahom humusu.

Na území Trnavskej pahorkatiny boli tieto pôdy zistené na lokalite Trnava III (3,3—4,6 m), Trakovice (4,4—4,7 m), V. Kostolany (5,1—5,7 m), Moravany (MO-1) — (4,2—5,0 m), Banka (6,2—7,3 m) a Vlčkovce (4,6—5,1 m).

Nitrianska pahorkatina má zachované fosílnu pôdy z tohto interštadiálu na lokalitách Báb (1,6—2,6 m), Alekšince (5,4—7,2 m), Kovárce (1,9—3,1 m) a vo viacerých strojných vrtoch M-3 (4,3—6,3 m), M-4 (3,5—4,9 m), M-6 (4,4—7,2 m), M-10 (2,2—3,3 m) a M-18 (6,5—7,4 m). Na Hronskej pahorkatine na lokalite Divá je táto fosílna pôda zistená v hĺbke 4,4—4,8 m, vo Veľkých Ludinciach 4,3—5,4 m a na Veľkých Lovciach 4,7—5,5 m a na lokalite Búč v hĺbke 7,0—7,8 m. Pôda hnedozemného typu interštadiálu brörup (Br) je zistená aj na území Ipeľskej pahorkatiny, a to na lokalitách Kamenica (KH-1) (5,9—7,4 m), Kamenica (KH-4/Va) (6,0—6,7 m) a Výškovce II (4,2—4,8 m), (tab. X, obr. 1, 2, 3).

V ďalšom je podaná charakteristika pôdy brörupského interštadiálu na lokalite Báb, kde sa nachádza v hĺbke 1,6—2,6 m a má jasnú žltouhnedú farbu (10YR 6/6). Podľa granulometrického zloženia je to hlina bimodálna, so zvýšeným obsahom ílovitých častíc, vysokým koeficientom mikroagregácie (K mikro = 21—23), pôda je slabo vápнитá ( $\text{CaCO}_3 = 2,0—6,0\%$ ), a slabo humózna (0,32—0,46 % humusu).

Aktívna výmenná reakcia je slabo alkalická (pH v  $H_2O = 8,3-8,4$ ) a výmenná alkalická (pH v  $KCl = 7,7-7,8$ ).

Mikromorfológia. Pôda vo výbruse má rovnomernú svetlohnedú farbu, na pozadí ktorej sa kompaktné a menej kompaktné vyskytujú čiernohnedé noduly, slabo ohraničené od S-matrixu. Niektoré noduly mávajú vo vnútri zrná kremeňa. Agregátosť v pôde je slabo výrazná. Pôda je pórovitá, ide najmä o biopóry okrúhleho, eliptického a kanálikovitého tvaru. Skelet je jemný (dominuje kremeň) a rovnomerne rozložený. Plazma v pôde je asepická. Karbonáty sú najmä vo forme jemnokryštalického kalcitu pozdĺž pórov. Typologicky patrí k pôdam hnedozemného typu.

Druhý príklad charakteru tejto fosílnnej pôdy uvádzam z územia Ipeľskej pahorkatiny, a to z lokality Výškovce II, kde je zistená pôda brörupského interštadiálu (Br) v hĺbke 4,2—4,8 m. Pôda je špinavohnedej farby (7.5YR 5/4) s náznakmi droptovitej štruktúry. Podľa granulometrického zloženia je to hlina bimodálna, má stredný až vysoký koeficient mikroagregácie (K mikro = 19—20). Pôda je slabo vápnná až vápnná ( $CaCO_3 = 3,1-5,4\%$ ), slabo humózná (0,33 % humusu). Aktívna výmenná reakcia je slabo alkalická (pH v  $H_2O = 7,7-7,9$ ) a výmenná alkalická (pH v  $KCl = 7,2-7,4$ ).

Po stránke mikromorfologickej má pôda vo výbruse svetlohnedú farbu, hubovitú skladbu, ojedinelé sú agregáty polyedrálnej formy. Je pre ňu charakteristické množstvo voľných priestorov vo forme biopórov (okrúhlych, eliptických), v pôde sú aj intergranulárne póry, najmä jednoduché. Plazma je asepická. Skelet je jemný, s ojedinelými väčšími zrnami kremeňa s  $\varnothing 0,8$  mm. Medzi minerálmi skeletu prevláda kremeň, hojne živcov, ojedinele sfudy. Kalcit škvrnito cementuje S-matrix, býva vyinkrustovaný pozdĺž pórov a ojedinele vytvára noduly. Pôda obsahuje tmavohnedé, čiernohnedé a načervenalohnedé noduly, tiež množstvo tmavohnedých vločiek a škvŕn. Je to pôda tiež hnedozemného typu.

## Štadiál würm 2 — W2

Štadiál W2 je charakteristický intenzívnou sedimentáciou spraší, ktoré pokrývali všetky pahorkatiny Podunajskej nížiny. Na Trnavskej pahorkatine sú zistené na lokalite Senec (4,4—5,0 m) a Moravany (3,6—4,2 m). Na Nitrianskej pahorkatine v okolí Alekšínec v hĺbke 3,8—5,4 m a vo vrte M-18 (4,5—6,5 m), na Hronskej pahorkatine na lokalite Divá (3,5—4,1 m), lokalite V. Ludince (2,7—4,3 m), Veľké Lovce (2,8—4,7 m) a lokalite Búč (4,1—7,0 m). Na území Ipeľskej pahorkatiny v okolí Kamenice — (KH-1) (4,2—5,7 m) a Výškoviec II (3,2—4,2 m).

Charakteristiku sedimentu W2 z Ipeľskej pahorkatiny dokladám na príklade lokality Kamenica (KH-1). Na tejto lokalite (profil KH-1) má sprašovitá hlina v hĺbke 4,2—5,7 m svetlosivohnedú farbu (2.5Y 7/3), je mikropórovitá, od hĺbky 5,5 m sú v nej ojedinelé valúniky kremeňa o  $\varnothing 1$  cm a v niektorých miestach na stene odkryvu sa vyskytujú piesčité šošovky s  $\varnothing$  až 2 cm. Samotné hliny sú bimodálne, s granulomaximami, jedným vo frakcii hrubého prachu s druhým premenlivým. Koeficient mikroagregácie je tiež premenlivý. Sprašovitá hlina je slabo vápnná



( $\text{CaCO}_3 = 2,3\text{--}2,6\%$ ), v spodnom horizonte menej vápnitá, je slabo humózna. Výmenná pôdna reakcia je alkalická (pH v KCl=7,2).

Mikromorfológia. Farba sprašovitej hliny je vo výbruse špinavohnedá, mikroštruktúra je kyprá. Charakteristické pre sprašovitú hlinu je množstvo biopórov okrúhleho, eliptického a kanálikovitého tvaru, aj póry intergranulárne jednoduché (tab. XI, obr. 2). Skelet je jemný, vyskytujú sa aj stredné zrná, prevláda kremeň, menej živce. Ojedinele obsahuje amfiboly, chlorit, augit, granát, zirkón, biotit. Vnútorňá stavba plazmy je asepická. Karbonáty sú charakteristické a majú rôzne formy, rovnomerne presakujú S-matrix, majú formu drobných nodúl, konkrécií a septárií. Pozdĺž okrajov pórov sa nachádza jemnokryštalický kalcit, ktorý vytvára aureolu a v póroch sú romboédre. Smerom dolu sa v sprašovitej hline vyskytujú najmä noduly a konkrécie. Novotvary majú formu tmavohnedých vločiek a škvŕn, ojedinele sú humifikované veľmi drobné hnedočierne fragmenty.

Prítomnosť šošoviek piesku a ojedinelých valúnikov o  $\varnothing 1,0\text{--}2,0$  cm v tejto hline svedčí o splachovom sedimente, ktorý prešiel štádiom zosprašnenia počas suchého studeného obdobia štádiálu W2.

V sprašiach štádiálu W2 podľa Z. SCHMIDTA (Z. SCHMIDT in E. VAŠKOVSKÁ et kol. 1983) prevláda výskyt pupíl (*Pupilla loessica*, *Pupilla muscorum densegyrata*, *Pupilla muscorum*) v kolumelovej faune (*Columella columella*) a striatovej faune (*Helicopsis striata*), alebo iba striatovej faune (*Helicopsis striata*, tiež *Chondrula tridens*).

#### Interštadiál würm 2/3, W 2/3 — PK I

Fosílna pôda tohto interštádiálu je hnedozemného typu, iniciálna, sú v nej na viacerých lokalitách zistené uhľíky.

Pôda je slabo výrazná, ale zanechala svoje stopy na všetkých pahorkatinách Podunajskej nížiny: Trnavskej — Senec (3,9—4,4 m), Vlčkovce (2,8—3,3 m), Moravany (2,9—3,6 m); Nitrianskej — zistená na lokalite Komjatice a v strojných vrtoch M-7 (3,1—4,7 m), M-15 (3,4—3,7 m) a M-18 (3,8—4,5 m). Na území Hronskej pahorkatiny na lokalite Divá (2,8—3,5 m), V. Ludince (2,3—2,7 m), V. Lovce (1,6—2,8 m), Jurský Chlm a Búč (3,4—4,1 m). Na Ipeľskej pahorkatine sme zistili túto interštadiálnu pôdu v okolí Kamenice na profile KH-1 v hĺbke 3,4—4,2 m (tab. XI, obr. 3, 4) a nad ňou sa naznačuje ešte jedna pedogenéza v hĺbke 2,2—3,2 m, ktorá možno indikuje už subinterštadiál v nasledujúcom štádiále — W3, alebo je súčasťou interštádiálu W 2/3.

Fosílné pôdy interštádiálu würm 2/3 sú podľa Z. SCHMIDTA (in E. VAŠKOVSKÁ et kol. 1983) obyčajne bez, alebo s mizivým obsahom konchýlií: *Columella columella*, Pupilova fauna, *Succinea oblonga*, *Vallonia tenuilabris*, *Trichia hispida*. Zriedkavý je výskyt *Helicopsis striata* a *Chondrula tridens*, tiež *Arianta arbustorum*.

Vek fosílny pôdy interštádiálu W 2/3 (PK I) bol stanovený metódou  $C_{14}$  z viacerých lokalít Podunajskej nížiny: z Jurského Chlmu ( $22\ 000 \pm 2\ 000$  r.), odkryvu Búč ( $25\ 800 \pm 3\ 000$  r.), odkryvu Komjatice ( $26\ 500 \pm 1800$  r.) a z Moravian V-3 ( $21\ 600 \pm 1\ 200$  r.), (E. VAŠKOVSKÁ 1969—1983).

Najmladší štadiál stredného würmu má najväčšie rozšírenie na území Podunajskej nížiny, je zachovaný na všetkých pahorkatinách. Reprezentovaný je sprašami, ktorých hrúbka dosahuje 3,2 m a prakticky sa nachádza na všetkých skúmaných lokalitách. Na Trnavskej pahorkatine je zistený na lokalitách Senec (0,8—3,8 m), Vlčkovce (0,8—2,8 m), Moravany (0,9—2,9 m) a Banka (1,5—3,8 m).

Hrúbky spraší okolo metra aj viac sú známe na území Nitrianskej pahorkatiny, a to na lokalite Báb (0,6—1,6 m), tab. XII, obr. 2, Kovárce (0,7—1,8 m), Komjatice (0,7—2,05 m), sú zistené i v strojných vrtoch: M-3 (0,5—3,4 m), M-4 (0,6—3,5 m), M-6 (0,8—3,5 m), M-7 (1,2—3,1 m), M-8 (0,4—3,4 m), M-10 (0,9—2,2 m), M-11 (0,5—1,7 m), M-15 (0,5—3,4 m) a M-18 (1,2—3,8 m).

Spraše posledného štadiálneho obdobia würmského glaciálu plošne pokrývajú územie Hronskej pahorkatiny a sú zistené na lokalitách Divá (0,6—2,8 m), V. Ludince (0,8—2,3 m), V. Lovce (0,9—1,6 m) a Búč (0,9—3,4 m).

Pokryvy sprašových sedimentov sú aj na území Ipeľskej pahorkatiny. Študovali sme ich na lokalite Kamenica — profil KH-1 v hĺbke 0,9—2,2 m a Výškovce II v hĺbke 2,2—3,2 m Kubáňovo (profil II) — tab. XII, obr. 1,3.

Krátku charakteristiku spraší štadiálu W3 podávam na príklade lokality Senec, kde sprašová sedimentácia štadiálu W3 sa nachádza pod recentnou pôdou v hĺbke 0,8—3,8 m, je prerušená slabou výraznou zaílovanou polohou v hĺbke 2,9—3,2 m a rozdelená na 2 podhorizonty. Spraš vrchného podhorizontu podľa výsledkov granulometrických analýz oboch metód možno charakterizovať ako hlinu silne prachovitú, keď obsah prachovitých častíc (0,05—0,005 mm) je až 72 %, z toho hrubého prachu 54 %; pri mikroagregátnej analýze — obsah ílovitých častíc je okolo 1,5 % oproti 15 % pri disperznej analýze. Stupeň mikroagregácie je nízky (6). Spraš má medián zrnitosti 0,026 a je dobre vytriedená ( $S_o = 1,9—2,1$ ). Obsah  $CaCO_3$  je pomerne vysoký — 33 % vo vrchnej časti, smerom nadol však klesá na 28,6 %. Obsah humusu je 0,18 %. Vo vrchnej časti (0,8—2,9 m) sa spraš charakterizuje pri disperznej analýze väčším obsahom frakcie fyzikálneho ílu a väčším stupňom mikroagregácie (9—10 %) aj menším obsahom humusu (0,23—0,25 %). V chemickom zložení dominuje  $SiO_2$  asi 50 %, ďalej  $CaO$  asi 14 %, obsah sesquioxidov ( $R_2O_3$ ) je okolo 13 %, s prevahou  $Al_2O_3$ . Medzi minerálmi ílovej frakcie prevláda kremeň a kalcit, málo dolomitu, náznaky ilitu.

Mikromorfológia. Vo výbrusoch má spraš svetlosivú farbu; pomerne kyprú mikroštruktúru, zloženú z pomerne rovnozrných častíc o  $\varnothing$  0,015—0,055 mm, zriedkavo 0,1—0,15 mm. Tieto častice tvoria jednak primárne minerály skeletu, jednak mikroagregáty. Minerály skeletu sú väčšinou opracované a poloopracované. Mikroagregáty sú tvorené v podstate veľmi drobnými primárnymi a sekundárnymi minerálmi stmelými kalcitom a železito-ílovitou zložkou. Samotná masa je dosť pórovitá, dominujú póry okrúhlych a kanálikovitých tvarov, okraje ktorých sú najčastejšie inkrustované jemnokryštalickým kalcitom. Okrem toho sú aj póry medziagregátne. Karbonáty sa vyskytujú hlavne vo forme jemnokryštalického kalcitu o  $\varnothing$  0,0013—0,0038 mm; sú rovnomerne rozložené v celej mase ako súčasť tmelu v stavbe mikroagregátov, vo forme mikrokonkrécií a ojedinele vo forme

povlakov z jemnokryštalických zŕn kalcitu okolo minerálov skeletu. Jemnokryštalický kalcit sa nachádza aj vo forme inkrustácií pozdĺž stienok pórov. Tento typ foriem kalcitu sa vyskytuje najmä vo vrchných častiach horizontu spraší. Zriedkavejšie sú výskyty hrubokryštalických foriem kalcitu s  $\varnothing$  0,017—0,021 mm. Nachádzajú sa buď osamotené, alebo niekoľko zŕn hrubokryštalického kalcitu tvorí konkrécie, alebo tiež vyplňuje póry, vo vnútri ktorých sú aj zrnká jemnokryštalického kalcitu.

Výzrážaniny uhličitanu vápenatého okrem toho presakujú aj zvyšky rastlín; pritom majú po okrajoch železité obrubu, ojedinele kryštalizujú okolo organo-minerálnych segregátov; vyskytuje sa však aj opačný jav: železité segregácie sú okolo hrubokryštalického kalcitu.

V intervale hĺbky 2,9—3,2 m sa pod vrchným podhorizontom spraší nachádza slabo zaílovaná poloha, ktorú podľa mikroagregátnej granulometrickej analýzy možno označiť ako hlinu silne prachovitú s nízkym stupňom mikroagregácie (asi 6) s obsahom ílovitých častíc  $< 0,005$  mm okolo 5 %; pri použití dispergátora ich obsah stúpa do 17 %, čím sa líši od nadložných spraší, v ktorých mikroagregátnou metódou bolo zistené len 1,5 %. Obdobný rozdiel pozorujeme aj v porovnaní s podložnou sprašou. Rozdiely sú aj v obsahu piesčitých častíc frakcie 0,1—0,25 mm; zaílovaná poloha má 14 %, podložná spraš 7—8 %. Preto táto poloha má aj o niečo zväčšený medián zrnitosti ( $M_d = 0,027$ ) a je stredne vytriedená ( $S_o = 2,3$ ).

V obsahu humusu (asi 0,18 %) a karbonátov (asi 27 %) nie sú výkyvy medzi sprašami nadložnými a podložnými. Ani v zastúpení minerálov ílovitých frakcií nepozorujeme rozdiely oproti nadložným sprašiam. Aj tu sa nachádza kremeň, kalcit, málo montmorillonitu, ďalej dolomit, kaolinit, ilit i náznaky živcov. Vo výbrusoch táto poloha má kyprú mikroštruktúru so slabými náznakmi agregátnosti, karbonáty sú tiež najmä vo forme jemnokryštalického kalcitu, ako súčasť tmelu, inkrustácie na stenách pórov a drobných mikrokonkrécií. Póry sú pretiahnuté, okrúhle i medziagregátne, na leme sa nachádza hrubokryštalický kalcit. Medzi minerálmi skeletu, ktoré sú najmä z kremeňa, menej zo živcov, sfudy a kalcitu sa objavujú väčšie zrná o  $\varnothing$  0,19—0,25 mm. Na niektorých mineráloch skeletu sa ojedinele zistili obaly z hydroxidov železa. Ojedinele sú tiež prítomné zvyšky rastlín, preniknuté kalcitom a Fe výzrážaninami.

V hĺbke 3,2—3,8 m je spraš spodného podhorizontu, ktorú možno charakterizovať ako hlinu silne prachovitú (podľa oboch granulometrických metód). Podľa mikroagregátnej analýzy obsah prachovitých častíc (0,05—0,005 mm) je viac ako 70 %; prevláda frakcia hrubého prachu (viac ako 65 %), frakcia ílu je len 2 %. S dispergátorom je obsah prachovitých častíc stále vysoký — viac ako 60 % a ílovitých 15 %; stupeň mikroagregácie je nízky — 8. Spraš spodného podhorizontu je dobre vytriedená ( $S_o = 1,9$ ) pri mediáne zrnitosti ( $M_d = 0,024$ ). Má vysoký obsah karbonátov (asi 26 %) a málo humusu (0,16 %).

Mikromorfologická charakteristika spraší spodného podhorizontu je podobná sprašiam vrchného podhorizontu. Má tiež svetlohnedosivú farbu. Póry majú okrúhle a kanálikovité tvary. Karbonáty sa vyskytujú tiež hlavne vo forme mikrokryštalického kalcitu o  $\varnothing$  0,001—0,004 mm, ojedinele ako hrubokryštalické zrná o  $\varnothing$  asi 0,02 mm. Mikrokryštalický kalcit tvorí tiež súčasť tmelu mikroagregátov spraší; vyskytuje sa vo forme mikroagregácií a inkrustácií stienok pórov.

Pre spraše W3 podľa Z. SCHMIDTA (in VAŠKOVSKÁ et kol. 1983) je charakteristická kolumelová fauna s veľkým podielom pupíl, najmä *Pupilla loessica* a s veľkým podielom *Vallonia tenuilabris*, tiež so silnou populáciou *Succinea oblonga*. Chladná fauna s *Vertigo parcedentata*, *Columella columella*, *Pupilla loessica* (s menším podielom ostatných pupíl) a *Helicopsis striata*.

### Neskorý würm (NW)

Sedimenty a pochované pôdy z najmladšieho obdobia würmského glaciálu sú zistené na niektorých lokalitách Žitného ostrova (Ton a Topoľníky), v Čenkovskom lese, v okolí Marcelovej a v okolí Výškoviec. Tieto sedimenty majú pomerne bohaté zastúpenie malakofauny. V neskorom würme sa v literatúre vyčleňujú 3 studené fázy: dryas 1 (DR 1), dryas 2 (DR 2) a dryas 3 (DR 3) a dve teplé fázy: bölling (B) a alleröd (Al). Posledné dve sa vyznačujú tvorbou pôd. Vek slabej fosilnej pôdy z pieskovne Chotín, ktorá sa nachádza na nízkej terase Dunaja, bol stanovený na  $12\ 100 \pm 600$  rokov, čo najskôr indikuje staršiu fázu neskorého würmu — bölling (B). Na lokalite Výškovce bola zistená pod recentnou pôdou fosilná pôda hnedozemného typu, ktorej vek je  $10\ 000 \pm 400$  rokov, čo zodpovedá najskôr mladšej fáze neskorého würmu — allerödu (Al).

### Typy fosilných pôd R/W interglaciálu a interštadiálov skorého würmu (W1) — amersfoort (Am) a brörup (Br) na Podunajskej nížine

Doterajšie výsledky získané z pomerne rozsiahleho paleopedologického výskumu fosilných a pochovaných pôd nielen na samotnej Podunajskej nížine, ale aj na ďalších územiach Slovenska vytvorili dobrý základ pre zostavenie klasifikácie typov fosilných pôd R/W interglaciálu a inšterštadiálov skorého würmu amersfoortu (Am) a brörupu (Br) v sprašových sériách mladého pleistocénu. Zostavená tabuľka typov fosilných pôd R/W interglaciálu a interštadiálov skorého würmu podľa jednotlivých pahorkatín na nížine je uvedená na obrázku 5.

V predchádzajúcom texte bolo konštatované, že väčšina pôd R/W interglaciálu sprašových sérií na pahorkatinách Podunajskej nížiny sa formovala predovšetkým v automorfných podmienkach. Tieto pôdy zahrňujem do automorfnej skupiny pôd (A) (obr. 3).

Na základe charakteru, resp. typu R/W pôdy (PK III), a najmä charakteru a typu interštadiálnych pôd skorého würmu nad ňou — PK II, pôdy interštadiálov amersfoortu (Am) PK II<sub>1</sub> a brörupu (Br) — PK II<sub>2</sub>, vyčleňujem vo vnútri automorfnej skupiny 4 typy komplexov fosilných pôd.

Aa-typ (R/W + Am + Br). Tento typ sa spravidla skladá z troch fosilných pôd. Spodná (bazálna) je pôda R/W interglaciálu. Ide buď o typickú ilimerizovanú pôdu (parahnedozem) alebo pôdu hnedozemného typu s výraznými znakmi vnútropôdneho zvetrávania bez charakteristických znakov ilimerizácie, napr. na lokalitách v okolí Trnavy (profil I, III), Veľké Kostolany ai. Všetky pôdy R/W interglaciálu sa

vyznačujú malým množstvom humusu, ktorý je väčšinou fulvátneho typu, sú odvápnené, ich plazma je sepická (vosepická, masepická, skelsepická), sú polygenetické, majú znaky pseudooglejenia a bývajú nakoniec rekalcifikované; karbonáty ako súčasť S-matrixu neboli zistené.

Nad bazálnou R/W pôdou interglaciálneho charakteru býva vyššie v sprašových sériách na Podunajskej nížine zachovaná pôda černozebného typu (černozebná, černozebná hnedozem). Tento pôdny typ indikuje obdobie interštadiálu amersfoortu (Am) — PK II<sub>1</sub>. Tieto pôdy sa vyznačujú obvyčajne väčším obsahom humusu v profile v porovnaní s ostatnými pôdami mladého pleistocénu v nížine. Charakteristickými lokalitami pre tieto pôdy sú profily Trnava I, III, Trakovice, Báb, Alekšince, Kovárce atď. Pôdne procesy počas interštadiálu amersfoortu boli veľmi intenzívne, v prípade malej hrúbky sedimentácie sedimentov najmä sraší v prvých fázach wümského glaciálu (W1 st.) obvyčajne zasahujú veľmi hlboko aj do bazálnej pôdy vytvorenej počas R/W interglaciálu (napr. lokalita Veľké Lovce, miestami na lokalitách Trnava, Biňa 1 atď.).

Nad černozebnou pôdou oddelenou srašou, resp. ronovými a soliflukčnými sedimentmi štadiálu W1 ml., býva pôda hnedozemného typu, ktorá sa vyznačuje stredným obsahom humusu v profile a časove indikuje interštadiál W 1/2 — brörup (Br) — PK II<sub>2</sub>.

K vyššie opisovanému typu pôd som predbežne zatriedila aj fosílnu pôdu v hĺbke 1,8—3,3 m v profile Šahy. Ide o fosílnu pôdu s výraznými procesmi ilimerizácie. Keďže práve v tejto novej predkladanej pedostratigrafickej koncepcii pre sprašové série na Podunajskej nížine výrazne ilimerizované pôdy (parahnedozem-Parabraunerde) indikujú R/W interglaciál, predpokladám, že aj táto pôda patrí najskôr do R/W interglaciálu a že aj na tejto lokalite boli vyvinuté pôdy interštadiálov skorého würmu, keďže ich môžeme pozorovať na blízkych lokalitách (Výškovce II). V profile Kubáňovo II, I boli pedoprosesy černozebného typu (najskôr amersfoortu) naložené na hnedozemnú zvetranú pôdu R/W interglaciálu. Po celkovej analýze dochádzam k záveru, že na lokalite Šahy boli interštadiálne pôdy skorého würmu oderodované neskoršími, mladšími procesmi erózie.

Opisovaný komplex fosílnych pôd v zásade pozostáva z troch pôd. Na báze komplexu je najčastejšia ilimerizovaná pôda (parahnedozem — Parabraunerde), zriedkavejšia hnedozemná zvetraná pôda R/W interglaciálu, nad ktorou sa nachádza buď oddelená tenkou vrstvou sprašových alebo splachových sedimentov prvého štadiálu skorého würmu (W1 st.), alebo bezprostredne nad ňou pôda černozebného typu (amersfoort — Am), nad ktorou vyššie sa po sedimentácii počas štadiálu würm 1 ml. (W1 ml.) sformovala pôda najmä hnedozemného typu s prípadnou možnosťou väčšieho obsahu humusu (brörup — Br). Tento komplex fosílnych pôd (R/W + Am + Br) je pomenovaný ako nitriansky pedokomplex.

Vyčlenený nitriansky pedokomplex možno považovať za stratotyp pre automorf-nú skupinu pôd v sprašových sériách na Podunajskej nížine. Komplex reprezentuje lokality Trnava, Báb, Veľké Lovce a ďalšie (obr. 5).

Ab-typ. Skladá sa tiež z troch pôd (R/W + Am + Br), ale ich typ je odlišný. R/W interglaciálna je hnedozemná pôda zvetraná, ale procesy ilimerizácie pre ňu nie sú charakteristické. Interštadiál amersfoort (Am) je zafixovaný pôdou nečernozebné-

ho typu ako v Aa-type, skôr pôdou hnedozemného typu, ktorá má v profile tiež najväčší obsah humusu.

Ac-typ (R/W + Br) je podobný Ab-typu. Má R/W interglaciálnu pôdu zastúpenú zvetranou hnedozemou — lokality Vlčkovce, V. Janíkovce, Kamenica (KH-1), Kamenica (KH-1/2), V. Ludince, humóznejšia pôda interštadiálu amersfoortu je pravdepodobne oderodovaná, čiže nad R/W pôdou je spraš (W1 st.), na ktorej je vyvinutá pôda hnedozemného typu najskôr interštadiálu brörup (Br).

Ad-typ (R/W + Am + Br). Interglaciálna R/W pôda bola najskôr hnedozemného typu, resp. možno aj trochu ilimerizovaná, ktorá v dôsledku veľmi malej hrúbky spraši, alebo neprítomnosti vo fáze W1 st. slúžila ako C — horizont pre intenzívne pedoproceny černoziemného charakteru najmä interštadiálu amersfoortu (lokality Kubáňovo I, II), možno aj brörupu (lokality Komjatice). Tieto pôdy sa pozíčne nachádzajú vo vrchných častiach sprašových profilov, preto sú skoro ako reliktné pôdy a sú príkladom polygenetických, resp. polycyklických pôd.

Málo rozšírenou, ale vyskytujúcou sa skupinou R/W interglaciálu na území Podunajskej nížiny sú fosílné pôdy druhej skupiny — hydromorfnej (H), v ktorej vyčleňujem dva typy: Ha, Hb.

Hydromorfne fosílné pôdy sa tu formovali v odlišných podmienkach ako automorfne. Vývoj fosílnych pôd R/W interglaciálu v sprašových sériách prebiehal prevažne v automorfných podmienkach. Výnimkou vo formovaní pôd so znakmi hydromorfizmu v týchto sériách býva jav, keď spraše sedimentovali do znížených

Typy fosílnych pôd resp. komplexy pôd	P A H O R K A T I N Y <sup>x)</sup>			
	Trnavská	Nitrianska	Hronská	Ipeľská
A u t o m o r f n á skupina pôd R/W interglaciálu (A)				
Aa typ (nitriansky pedokomplex) (R/W + Am + Br)	Trnava III Trnava I Trakovice V. Kostolany Mnešice	Báb Alekšince 4 Alekšince IV Alekšince F Kovarce	V. Lavce	Šahy Bíňa 1 ?
Ab typ (R/W + Am + Br)	Moravany (MO-1) Banka		Díva	Kamenica (KH-1) Kamenica (KH-1/2)
Ac typ (R/W + Br)	Vlčkovce	stroj. vrt M-3 V. Janíkovce	V. Ludince	
Ad typ (R/W - Am - Br?)		Komjatice		Kubáňovo I Kubáňovo II
H y d r o m o r f n á skupina pôd R/W interglaciálu (H)				
Ha typ najmä na fluviálnych sed. (výškovský pedokomplex)		stroj. vrt M-18	Búč Štúrovo	Kamenica (KH-4/Va) Kamenica (KH-4/Vb) Vyškovce II
Hb typ na sprašových sed. v znížených častiach reliéfu		Nitra - Čermán		

x) členenie podľa E. Mazúra - M. Lukníša 1980

Obr. 5 Typy fosílnych pôd R/W interglaciálu a interštadiálov skorého wurmu (W1) na Podunajskej nížine (E. VAŠKOVSKÁ 1983) Legenda sa nachádza pri obr. 4

elementov reliéfu, ako to bolo napr. v odkryve Nitra — Čermáň. Tento typ pôd, vyznačený na schéme ako Hb-typ, je na Podunajskej nížine zriedkavý.

Väčšie zastúpenie v tejto skupine má Ha-typ, R/W interglaciálna pôda ktorého sa formovala v odlišných podmienkach ako automorfné R/W pôdy dominujúce v sprašových sériách Podunajskej nížiny.

Odlišný charakter pôd R/W interglaciálu hydromorfného typu je podmienený tromi základnými faktormi:

- vývoj hydromorfných pôd prebiehal na inom morfológickom elemente — na riečnych nivách,

- ako substrát pre ne slúžili fluviaálne sedimenty — nivná fácia,

- najdôležitejším faktorom podmieňujúcim špecifiku hydromorfných pôd bol vplyv podzemných vôd počas ich formovania.

Charakteristickým príkladom hydromorfného typu R/W interglaciálnej pôdy (Ha-typ), ako som už uviedla, sú profily v okolí Kamenice n/Hronom (profil KHO-Y/Vb) a Výškoviec (profil Výškovce II) — obr. 5.

V týchto profiloch začína komplex pôd na báze R/W pôdou hydromorfného typu (nivné — lužné až glejové pôdy), materským sedimentom ktorých boli fluviaálne sedimenty (nivná fácia) riečnej terasy mladšieho risu. Vyššie nad R/W pôdou sú sprašové alebo splachové sedimenty štadiálu W1 st., na ktorých sa sformovali pôdy interštadiálu amersfoort (Am). Tie sú humóznejšie, vyskytujú sa na lokalitách Výškovce, Kamenica nad Hronom (profily KH-4/Va, KH-4/Vb).

Nad interštadiálnou pôdou (Am) sú sedimenty spraši a splachov štadilu W1 ml., nad ktorým sa nachádza pôda hnedozemného typu začlenená do interštadiálu W 1/2 — brörup (Br).

Tento charakteristický vývoj komplexu fosílnych pôd, na báze s hydromorfnou pôdou R/W interglaciálu, pôvodne (E. VAŠKOVSKÁ 1979) pomenovaný ako výškovsko-sečiansky, navrhujem nazvať pre územie Podunajskej nížiny skrátené — výškovský pedokomplex.

Výškovský pedokomplex je časovým analógom nitrianskeho pedokomplexu, ide tu však o rozdielne podmienky formovania; nitriansky sa formoval v automorfných podmienkach (automorfný variant) a výškovský v hydromorfných (hydromorfný variant).

### **Základné črty paleogeografie na Podunajskej nížine počas mladého pleistocénu**

Podrobnejšie štúdium sprašových pokryvov mladého pleistocénu na Podunajskej nížine, ktoré sa opiera o súhrnné geologické kritériá, o podrobnejšie výsledky litogeochemického, mikromorfologického a čiastočne paleontologického výskumu, umožňuje na základe určitých zhodných znakov zostaviť novú stratigrafickú schému (obr. 2), porovnávať časovú litofaciálnu postupnosť sedimentácie a tvorbu fosílnych pôd, resp. pedokomplexov a na základe toho potom aj rekonštruovať paleogeografické podmienky atď.

Súhrn všetkých údajov ukazuje, že podobne ako celá periglaciálna zóna, prešlo aj

územie Podunajskej nížiny počas mladého pleistocénu veľmi zložitými prírodnými zmenami od mierne teplej klímy počas R/W interglaciálu do veľmi surových, možno aj najsurovších klimatických podmienok počas pleistocénu vôbec, hlavne v druhej časti obdobia würmu.

Pre obdobie R/W interglaciálu (PK III) bolo charakteristické teplé vlhké podnebie a rozšírená lesná pokrývka, o čom svedčia pre toto obdobie charakteristické ilimerizované pôdy (parahnedozeme — Parabraunerde) alebo pôdy hnedozemného typu s intenzívnym vnútropôdnym zvetrávaním. Na nívnych sedimentoch riečnych terás mladého risu sa formovali pôdy R/W interglaciálu prevažne hydromorfného typu (nivé, lužné až oglejené). Začiatok würmského glaciálu W1 st. sa na nížine vyznačoval všeobecným ochladením klímy, ktoré bolo odrazom celoplanetárneho ochladenia. Tento časový interval zanechal zriedkavo pomerne tenké plochy sprašových, prípadne splachových sedimentov.

Po ňom nasledovalo obdobie prvého interštadiálu würmského glaciálu — amersfoort (Am) — (PK II<sub>1</sub>), počas ktorého na území Podunajskej nížiny dominovali stepné priestory s vývojom pôd najmä černoziemného typu, nie je vylúčená ani možnosť výskytu pôd prechodných k hnedozemným, ktoré však nedosahovali charakter interglaciálnych pôd. Zistila som tiež, že interštadiálne pôdy amersfoortu, ktoré sa formovali v areáloch vývoja hydromorfných pôd R/W interglaciálu, majú tiež znaky hydromorfizmu (lokality Kamenica, profily KH-4/Va, KH-4/Vb a lokalita Výškovce II). Pedogenéza bola počas amersfoortskeho interštadiálu intenzívna a sedimentácia spraši obdobia W1 st. nemala veľkú hrúbku, preto procesy formovania pôd černoziemného typu počas amersfoortu postihli nielen sedimentáciu sprašových sedimentov z obdobia W1 st., ale zasahovali aj pôdu samotného R/W interglaciálu, z ktorej niekedy zostávala len veľmi tenká vrstva (lokality V. Lovce, Biňa 1); prípadne R/W interglaciálna pôda v celej hrúbke slúžila ako substrát pre vývoj černozemnej pôdy počas amersfoortu (napr. lokalita Kubáňovo).

Po teplom amersfoortskom interštadiáli nastúpilo na území Podunajskej nížiny opäť ochladenie (štadiál W1 ml.), ktoré indikujú zistené sprašové, splachové a iné sedimenty na všetkých pahorkatinách nížiny. Hrúbka spraši a týchto sedimentov vôbec obyčajne nebýva veľká (10—60 cm).

Zachovanie nevelkej hrúbky spraši štadiálu W1 ml. je tiež podmienená tým, že po jej sedimentácii nastalo na území Podunajskej nížiny na rozhraní skorého a stredného würmu oteplenie, ktoré je spojené s interštadiálom brörup (Br), charakterizovaným intenzívnym vývojom pôd. Počas tohto interštadiálu sa formovali pôdy najmä hnedozemného typu, miestami humóznejšie. Na niektorých lokalitách býva nad interštadiálnou pôdou brörupu (Br) ešte jedna slabá pôda, ktorá pravdepodobne indikuje subinterštadiál oderade (?), jeho začlenenie bude však treba overiť a doložiť ďalšími faktami.

Začiatkom stredného würmu po interštadiále brörup nastalo na území Podunajskej nížiny ochladenie a zistené spraše nad fosílnymi pôdami tohto interštadiálu indikujú suchú studenú klímu štadiálu W2, spraše ktorého sú rozšírené na všetkých pahorkatinách. Vo vnútri ich sedimentácie sú náznaky rozdielu v litológii a náznaky pedoprosesov na niektorých lokalitách, čo určite indikuje vo viacerých schémach uvádzaný subinterštadiál moershoofd. Aj jeho prítomnosť bude ešte treba doložiť



a overiť. Charakter klimatických podmienok počas W2 na Podunajskej nížine dokumentuje aj zloženie malakofauny, uvádzané podľa Z. SCHMIDTA (1983).

Koncom štadiálu W2 nastáva na území oteplenie klímy. Počas neho sa formovali iniciálne slabé fosilné pôdy hnedozemného typu, ktoré sme zistili na viacerých lokalitách Podunajskej nížiny. Tento komplex označujem ako interštadiál W 2/3 (PK I), ktorý zahrňuje denekamp, možno aj hengelo a vcelku sa označuje v literatúre ako Stillfried B. Vek fosilnej pôdy W 2/3 interštadiálu (PK I) bol stanovený metódou C<sub>14</sub> z viacerých lokalít Podunajskej nížiny, a to z Jurského Chlmu (22 000 ± 2200 r.), z odkryvu Búč (25 800 ± 3000 r.), Komjatice (26 500 ± 1800 r.) z Moravian V-3 (21 600 ± 1200 r.) (E. VAŠKOVSKÁ 1969, 1981).

Obdobie stredného würmu sa končí po interštadiále W 2/3 (PK I) zase studenou suchou klímou, počas ktorej sa formovali spraše posledného štadiálu (W3). Intenzita sedimentácie spraší v tomto období bola najväčšia z celého mladého pleistocénu v čase i priestore. Svedčia o tom aj hrúbky sprašovej akumulácie zo štadiálu W3 (1,0—1,5—2,5 m). Štadiál W3 sa všeobecne vyznačuje prítomnosťou spoločenstva typickej chladnej malakofauny v sprašiach na Podunajskej nížine.

Vo vnútri sedimentácie spraší W3 bol zistený subinterštadiál na lokalite Milanovce 1 (17 500 ± 1800 r.), ktorý sa vyznačuje slabou pedogenézou (E. VAŠKOVSKÁ 1981).

Najmladším obdobím mladého pleistocénu je neskorý würm (NW), teplé obdobia ktorého — alleröd (Al) a bölling (B), sa charakterizujú tvorbou pôd. Metódou C<sub>14</sub> nami zistený vek pochovanej pôdy z pieskovne Chotín na 12 000 ± 600 r. môže najskôr indikovať bölling a z lokality v okolí Výškoviec na 10 100 ± 400 r. — pravdepodobne mladšiu fázu neskorého würmu — alleröd.

## Záver

Komplexný litogeochemický a najmä mikromorfologický výskum množstva odkryvov (50) reprezentujúcich všetky pahorkatiny Podunajskej nížiny, na ktorých dominuje sprašová sedimentácia, umožnil jednak zistiť časovú litofaciálnu postupnosť sedimentácie, a jednak stanoviť typológiu fosilných pôd a ich rozšírenie v čase a priestore. Výskum bol doplnený paleomagnetizmom a vek niektorých fosilných pôd bol stanovený metódou C<sub>14</sub>.

Súhrn získaných údajov z komplexného štúdia sprašových sérií z celého územia Slovenska s maximálnym dôrazom na paleopôdy vytvoril dobrú bázu pre zostavenie predkladanej novej stratigrafickej schémy mladého pleistocénu na Podunajskej nížine. Táto schéma opravuje a vyvracia niektoré posledné schémy z tohto územia, pokiaľ ide o typológiu fosilných pôd a ich stratigrafické začlenenie.

Principiálne odlišným od týchto schém je zistenie, že fosilnú pôdu R/W interglaciálu, resp. jeho bázu, tvoria pôdy ilimerizované parahnedozeme (Parabraunerde) alebo hnedozemného typu zvetrané, bez výraznej ilimerizácie (Braunerde), ale nečernozemného typu, ako sa nesprávne uvádzalo v posledných stratigrafických schémach iných autorov (R. HALOUZKA, Z. SCHMIDT 1979).

Predpokladám, že vývoj dvoch fosilných pôd nad R/W interglaciálnou pôdou prebiehal v skorom würme počas jeho teplých interštadiálov — amersfoortu (Am) a brörupu (Br); sú to pôdy najmä černozemného a hnedozemného typu.

Zistené typy a charakter fosílnych pôd R/W interglaciálu a pôd interštadiálov amersfoort a brörup svedčia o automorfnych podmienkach ich formovania. Tieto fosílné pôdy dominujú v sprašových sériách mladého pleistocénu Podunajskej nížiny a sú zahrnuté do automorfnej skupiny pôd. Daný stratotypický sled vývoja fosílnych pôd (R/W, Am, Br) v sprašových sériách na Podunajskej nížine som pomenovala — nitriansky pedokomplex.

Dve spodné pôdy nitrianskeho pedokomplexu sú analógmi pedokomplexov Mende — Bazis v Maďarsku — M. PECSI (1982), Netulisko v Poľsku — H. MARUSZCAK (1972), J. JERSAK (1973), Goročovský komplex na Volyno-podolsku — A. V. BOGUCKY (1975, 1981), Mezinský komplex — na Ruskej rovine v ZSSR — A. A. VELIČKO, T. D. MOROZOVA (1963, 1973).

Najmä v jv. časti nížiny nami zistená a vyčlenená je aj druhá, málo rozšírená skupina R/W pôd hydromorfného typu (hydromorfný variant), ktorých tvorba prebiehala prevažne na fluviálnych sedimentoch (nivná fácia) pôd značným vplyvom podzemných vôd. Sú to pôdy nivné, lužné až oglejené. Pritom fosílné pôdy interštadiálov amersfoort a brörup, ktoré sa formovali už väčšinou na sprašových sedimentoch, tiež nesú stopy hydromorfizmu. Komplex fosílnych pôd tejto skupiny som pomenovala — výškovský pedokomplex.

Fosílné pôdy interštadiálu würmu 2/3 zistené na viacerých lokalitách Podunajskej nížiny sú prevažne iniciálne, hnedozemného typu. Ich absolútny vek je zistený v intervaloch  $21\,600 \pm 1200$  rokov po  $25\,800 \pm 3000$  rokov (E. VAŠKOVSKÁ 1969—1980).

Paleomagnetické merania vzoriek z 11 lokalít zo sprašových sedimentov a fosílnych pôd mladého pleistocénu Podunajskej nížiny mali zápornú magnetizáciu, čo zodpovedá epoche Brunhes podľa magnetostratigrafickej škály A. COXA (1969).

Uvádzané typy fosílnych pôd automorfnej skupiny, ktoré sa formovali počas ris/würmského interglaciálu a interštadiálov würmu, pre špecifické sprašové série na Podunajskej nížine označujeme ako podunajská paleopedologická provincia.

## Literatúra

- AMBROŽ, V.—LOŽEK, V.—PROŠEK, F. 1951: Mladý pleistocén v okolí Moravan u Piešťan nad Váhom. Anthropozoikum I, Ústí. Úst. geol. Praha, 53—142.
- ARSLANOV, Ch. A.—GROMOVA, L. I.—POLEVAJA, N. I.—RUDNEV, J. P. 1968: Opredelenije absolutnego vozrasta po radiouglerodu scintilljacionnym metodom. Geochimija, 2.
- ARSLANOV, Ch. A.—LAVROV, A. S.—LJADOV, V. V.—NIKIFOROVA, L. D.—POTAPENKO, L. M. 1980: Radiouglerodnaja geochronologija i paleogeografija srednevaldajskogo intervala i poslednego lednikovogo pokrova na severovostoke Ruskoj ravniny. Izdat. „Nauka“, Moskva, 68—82.
- BÁRTA, J. 1960: Paleolitické nálezy v Nitre a v jej okolí. Archeol. Rozhl. ČSAV XII. Nitra, 318—325.
- BÁRTA, J. 1963: Archeologické kritériá pre stratografiu slovenského kvartéru. Geol. Práce, Zošit 64, Bratislava, 41—51.
- BÁRTA, J. 1965: Slovensko v staršej dobe kamennej. Vyd. Slov. Akad. Vied Bratislava, 1—230.
- BÁRTA, J. et al. 1962a: Vlčkovce, sprašový profil a jeho paleolitické industrie. Slov. Archeol. 10, 2.
- BÁRTA, J. a kol. 1962b: Das Lossprofil von Nové Mesto im Waagtal. Eiszeitalter und Gegenwart 12. Öhringen/Württ.
- BÁRTA, J.—BÁNESZ, L. 1971: Výskum staršej a strednej doby kamennej na Slovensku. Slov. Archeol. XIX, 2. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 291—315.

- BEDRNA, Z. 1966: Topografický rad pôd výškovej pásmovitosti na Trnavskej pahorkatine. *Náuka o Zemi*, Sér. Pedol. 2, Bratislava.
- BOGUČKI, A. V.—MOROZOVA, T. D. 1981: Pogrebnyje počvy mezinskogo (gorochovskogo) kompleksa Volynskoj vozvyšennosti i sopredelnych oblastej. *Sbornik Voprosy paleogeografii*.
- BREWER, R. 1964: *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. New York.
- COX, A. 1969: *Geomagnetic reversals Science*, 163.
- FINK, J. 1962: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. *Mitt. Geol. Gesell.* 54, 1, Wien, 1—25.
- HALOUZKA, R. 1968: Geologický výskum kvartéru j. časti dolného Pohronia a Ipeľskej pahorkatiny (kvartér jv. okrajovej oblasti Podunajskej nížiny). *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- HALOUZKA, R.—SCHMIDT, Z. 1979: Brief report on the new climatic — stratigraphic interpretation of Late Pleistocene Loess series in the Danube Lowland of Slovakia. *Projekt 73/1/24. „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“*. Report N. 5, Prague, 135—145.
- HARČÁR, J. 1967: Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy. *Čiastková záv. správa za r. 1960—1967*. Geofond, Bratislava.
- HARČÁR, J. 1971: Správa v okolí Svodína na Hronskej pahorkatine. *Čas. Mineral. Geol.* 16, 3, Praha, 263—274.
- HARČÁR, J.—PRIECHOVSKÁ, Z. 1983: Čiastková záverečná správa „Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, listy 45 232, 45 234 (Šurany 2, 4) a 55 243 (Želiezovce 3)“.  
*Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- HORUSITZKY, H. 1901: Komárom város Környékének hidrografikai és agrogeologiai viszonyai. *Földt. int. évi jel.* 1899, Budapest, 99—118.
- HORUSITZKY, H. 1902: Agrogeologische Verhältnisse der Umgebung von Nagy-Surany. *Jber. Ung. geol. Anst. für 1900*, Budapest, 162—173.
- HORUSITZKY, H. 1903: Agrogeologische Verhältnisse der Umgebung von Komját und Tótmegyer. *Jber. Ung. geol. Anst. für 1901*, Budapest, 149—154.
- HORUSITZKY, H. 1905: Die Umgebung von Tornócz und Urményi im Komjat Nyitra. *Jber. Ung. geol. Anst. für 1903*, Budapest, 268—305.
- HORUSITZKY, H. 1908: Geologische und bodenkundliche Beschreibung des westlichen Teiles des ungarischen kleinen Alföld. *Jber. Ung. geol. Anst. für 1906*, Budapest, 172—186.
- HORUSITZKY, H. 1909: Die geologische Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. *Jber. Kön. ung. geol. Anst. für 1907*, Budapest.
- HORUSITZKY, H. 1912: Die agrogeologischen Verhältnisse der Umgebung von Szered-Czeste und Felsodios. *É. J.*, 190—203.
- HORUSITZKY, H. 1917: Pozsony környékének agrogeologiai viszonyai. *Buapest*.
- HRAŠKO, J. 1964: Soil map of Slovakia. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied XVI*. Bratislava, 185—194.
- HRAŠKO, J. 1966: Černozeme Podunajskej nížiny. *Problémy ich genézy a klasifikácia*. *Náuka o Zemi 2*, Sér. Pedol. 1, Bratislava.
- HRAŠKO, J. a kol. 1962: *Rozbory pôd, SVPL*, Bratislava.
- HRAŠKO, J.—MINAŘKOVÁ, D.—ŠAJGALÍK, J. 1968: Zloženie a vlastnosti spráše veľkých nížinných riek. *Vedecké práce Laboratória pôdoznavectva*, 3, 245—283.
- IVANOVA, I. K. 1966: Stratigrafija verchnego pleistocena Evropy po dannym izučeniya lessov. *Sb. „Verchnij pleistocen“*. Izdat. Nauka, Moskva.
- JERSAK, J. 1973a: Eemian and Early Würmian Soils in Loess of Poland. *Biul. peryglac.* 22.
- KOŠTÁLIK, J. 1967: Paleopedologické a stratigrafické pomery na sprášovom profile Nitra — Čermáň. *Geogr. Čas.* 19, 4, Bratislava, 327—342.
- KOŠTÁLIK, J. 1974: Charakteristika a stratigrafia fosílnych pôd a spráši Nitrianskej pahorkatiny. *Náuka o Zemi VIII*, Sér. Pedol. 9, Bratislava, 143.
- KOŠTÁLIK, J.—BEDRNA, Z. 1971: K vývoju niektorých pôd sprášových pahorkatín Podunajskej nížiny od pliocénu po súčasnosť na základe mikromorfologických poznatkov. *Ved. Práce Výskumného ústavu pôdoznavectva a výživy rastlín*, 5, 74—92.
- KRUMBEIN, V. K.—SLOSS, L. L. 1960: *Stratigrafija i osadkoobrazovanie (preklad z angličtiny)*, Moskva.
- KUBIĚNA, W. L. 1938: *Mikropedology*. Ames. Jova, USA.
- KUBIĚNA, W. L. 1953: *The Soils of Europe*.
- KUBIĚNA, W. L. 1956: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilien Lössboden, Risselalter u. Gegen., 7.

- KUKLA, J.—LOŽEK, V.—BÁRTA, J. 1962: Das Lossprofil von Nové Mesto im Waagzal. Eiszeitalter u. Gegenw., 12, 73—91.
- LOŽEK, V.—TYRÁČEK, J. 1960: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. Sbor. Čs. Společ. zeměp. 65, 1, Praha, 6—14.
- LOŽEK, V. 1964a: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpr. Ústř. Úst. geol., Čs. Akad. Věd, Praha.
- LOŽEK, V. 1964b: Eine Lösserie mit roten fossilen Bodenbildungen bei Milanovce in Nitra tal. Sbor. Geol. Věd A, 2, 27—40.
- LOŽEK, V. 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Academia. Praha.
- LUKNIŠ, M. 1946: Poznámky ku geológii Beckovskej brány a príľahlých území. Práce St. geol. Úst. 15, Bratislava, 1—32.
- LUKNIŠ, M.—BUČKO, Š. 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. Čas. 5, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 131—168.
- MARUSZCZAK, H. 1972: Podstawowe cechy genetyczne i stratygraficzne lessow Polski poludniowo-wschodniej. Przewodnik Sympozjum Litologia i stratygrafia lessow w Polsce. Warszawa.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Mapa 1:500 000, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MINAŠINA, N. L. 1958: Optičeski orientirovannyje gliny v počvach. Počvodedenije 4.
- MOJSKI, J. E. 1982: Outline of Pleistocene stratigraphy in Poland. Project 73/1/24. Quater. glac. in the nor. hemisphere. Praha, 166—195.
- MOROZOVA, T. D. 1975: Osobennosti diagnostiki genezisa iskopajemych počv. Problemy paleogeografii lessov perigl. oblastej. AV SSSR, Moskva, 122—135.
- MOROZOVA, T. D. 1981: Razvitije počvennogo pokrova Evropy v pozdnem pleistocene. Izdat. Nauka, Moskva, 1—282.
- MURAVSKI, G. 1977: Tolkovy slovar nemeckych geologičskich terminov (preklad z nemčiny). Izd. „Mir“ Moskva, 1980.
- NEMEČEK, J.—HRAŠKO, J.—BEDRNA, Z. a i. 1962: Pôdoznalecký prieskum ČSSR.
- NEMEČEK, J.—SÍROVÝ, V. 1969: Mikromorfologický výzkum půdy. Úst. vědeckotech. informáci, 4, 5. Praha, 1—120.
- NOVÁK, V. 1947: Rukověť přednášek o půdoznalectví. I. a II. díl, Brno.
- PARFENOVA, E. I.—JARILOVA, E. A. 1962: Mineralogičeskije isledovanija v počvodedeniji. Izd. AV ZSSR, Moskva.
- PARFENOVA, E. I.—JARILOVA, E. A. 1972: Schematičeskaja grupirovka častej mikrostrojenija počv. Moskva.
- PÉCSI, M. 1982: The most typical loess profiles in Hungary. Quaternary studies in Hungary. INQUA, Budapest, 145—171.
- PELÍŠEK, J. 1953: Spraše dolního Pováží. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, III, 3—4, Bratislava, 87—101.
- PETRBOK, J. 1924: Stratigrafie a měkkýši pleistocenní terasy Dunaje u Parkárně. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Praha.
- PRISTAŠ, J. 1968: Geologický výskum kvartéru Ipeľskej kotliny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. 1981: Kvartér Ipeľskej kotliny a príľahlej časti Krupinskej planiny. (Kandidátska diz. práca). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PROŠEK, F.—LOŽEK, V. 1953: Sprašový profil v Bance u Piešťan. Anthropozoikum III, 301—323.
- PROŠEK, F.—LOŽEK, V. 1954: Výzkum sprašového profilu v Zamarovcích u Trenčína. Anthropozoikum IV, 181—211.
- SCHMIDT, Z. 1967: Fauna fosílnych mäkkýšov sprašového komplexu v Búci (údolie Dunaja) a z vrtoz DŽ-2 Svodín (Hronská pahorkatina) a DP-4 Dolinka (Ipeľská kotlina). Geofond, Bratislava, 1—60.
- SCHMIDT, Z. 1971: Kvartérne mäkkýše spraší v Senci (Trnavská pahorkatina). Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 185—198.
- SCHMIDT, Z. 1973: Fosílnne mäkkýše sprašového komplexu v Komjaticiach v Podunajskej nížine. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 305—313 (14 tab.).
- SCHMIDT, Z. 1977: Malakofauna kvartérnych sedimentov Ipeľskej kotliny. Geofond, Bratislava, 1—95.
- SCHMIDT, Z. 1978: Pleistocénna malakofauna spraší Hronskej pahorkatiny. Geofond, Bratislava, 1—11.
- SCHMIDT, Z.—HORNIŠ, J.—HALOUZKA, R. 1979: Výskum kvartéru južných častí dolného Pohronia,

- Ipeľskej koliny a dolného Poiplia. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—106.
- SCHMIDT, Z. 1981: Kvartérne mäkkýše z lokalít Nýrovce a Tuža vo východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Správy 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—102.
- SMOLÍKOVÁ, L. 1969: Mikromorphologie der fossilen Boden in den Loss-Serien. Periglazialzone, Loss und Paleolithikum der Tschechoslowakei, Brno, 27—35.
- SMOLÍKOVÁ, L. 1972: Hlavní mikromorfologické znaky půd. Čas. Mineral. Geol. 17, 1, Praha, 87—97.
- SMOLÍKOVÁ, L. 1972b: Genesis of Fossil Soil in the Loess Series of Czechoslovakia. Acta Univ. Carol. Geogr. 2.
- ŠAJGALÍK, J.—MARTÍNY, E.—ČÍČEL, B. 1961: Pôvod, mineralogicko-chemické zloženie a koloidnodisperzné minerály spraší z okolia Trenčína. Geol. zbor. XII, 2, 265—276.
- ŠAJGALÍK, J. 1964: Petrografia považských spraší. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol. 9, Bratislava, 213—218.
- ŠAJGALÍK, J. 1965: Genéza spraší vo svetle súčasných výskumov. Acta geol. geogr. Univ. Comen.
- ŠAJGALÍK, J. 1967: Kvartérne sedimenty údolia Váhu medzi Trenčínom a Piešťanmi. Acta geol. geogr. Univ. Comen, Geol. 3, Bratislava, 133—154.
- ŠAJGALÍK, J. 1979: Dependence of microstructure of loesses on their genesis. Acta geol. Acad. Sci hung. 22, (1—4), Budapest.
- ŠAJGALÍK, J.—LETKO, V. 1972: Geotechnické vlastnosti spraší dokumentované na profile Nitra — Čermáň. Geol. Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—188.
- ŠAJGALÍK, J.—MODLITBA, I. 1983: Spráše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied. Bratislava, 1—204.
- TIMKÓ, I. 1904: Agrogeologische Verhältnisse in der Umgebung der Gemeinden, Keszegfalva, Nemesoica, Aranyos, Marcelház Martos Comitát Komárom, Jber. Kön. ung. geol. Anst. 1902, Budapest.
- TIMKÓ, I. 1905: Die ägrogeologischen Verhältnisse in zentralen Teil der Insel Csallókón zwischen Nyárasd, Vajka und Kulcsod. Jber. Ung. Geol. Anst. 1903, Budapest.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1964: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. Správy o geol. výskumoch v r. 1963. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—216.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1965: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. Správy o geologických výskumoch v r. 1964. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 154—155.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1970a: Dielčia záverečná správa za roky 1960—1970. Litologická charakteristika kvartérnych sedimentov profilu SE-1 v Senci. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1970b: Niektoré mikromorfologické črty fosilnej pôdy posledného interglaciálu v profile Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Geol. Práce, Spávy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 185—188.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1971a: Litologický výskum kvartérnych sedimentov na území VSN (lokality Lesné, Markovce, Zbudza). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1971b: Litologicko-faciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Geol. Práce, Správy 55. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1974: Litogeochemická charakteristika sedimentov na lokalitách Kladzany, Falkušovce a piesčitých sedimentov jv. časti VSN. Ciastková záverečná správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1977a: Litologicko-geochemický výskum kvartérnych sedimentov Žitného ostrova. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1977b: Some knowledge on development of the Holocene in the East Slovakian lowland. Proceedings of warkereg session of commission on Holocene — INQUA (Eurosiberian subcommission), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—57.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1979: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika hlinitých kvartérnych sedimentov a pôd Ipeľskej kotliny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1980: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika sprašových sedimentov a fosilných pôd regiónov bajtavsko-kamenickej depresie dolného Pohronia a Szobskej kotliny Dunaja. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1981: Rádiouhlíkové datovanie pochovaných a fosilných pôd kvartéru Západných Karpát. IV. Slovenská geologická konferencia, 5, Slov. geol. Úrad, Dom techniky ČSVTS, Bratislava, 52—59.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1982: Litogeochemický a mikromorfologický výskum hlinitých kvartérnych sedimentov a pôd severnej časti Východoslovenskej nížiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- VAŠKOVSKÁ, E.—VAŠKOVSKÝ, I. et al. 1983: Stratigrafia a paleogeografia mladého pleistocénu a holocénu na Podunajskej nížine (I. etapa). Čiastk. záv. správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. et al. 1984: Stratigrafia a paleogeografia holocénu podunajskej nížiny (II. etapa). Čiastk. záv. správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E.—CHRAPAN, J. 1969: Možnosti stanovenia veku fosílnych pôd vrchného pleistocénu na území Západných Karpát radiouhlíkovou metódou. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 188—189.
- VAŠKOVSKÁ, E. —VAŠKOVSKÝ, I.—SCHMIDT, Z. 1979: Formation, structure and composition of Holocene sediments of the Žitný ostrov island, Danube lowland, Czechoslovakia. Acta Univ. Ouluensis, sér. a Scientise Rev. Nat., 82, geologica 3, Oulu, 155—163.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E.—PRISTAŠ, J. et kol. 1980: Lokálny sprievodca po niektorých lokalitách kvartéru Podunajskej panvy. Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1964: Správa o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Správa o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Bratislava, 205—207.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—175.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1969: Deux profils caractéristiques de la Slovaquie Bulletin del association française pour le stude du Quarternaire, Paris.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1970a: Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, 59—64.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1970b: Geological profile of the Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věst. Ústf. Úst. geol. 45, Praha, 41—44.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1972: O litológii, genéze a veku spraší v doline Dunaja na úseku Komárno—Štúrovo. Geol. Práce, Správy 58, Bratislava, 149—168.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1977: Kvartér Slovenska (Quaternary of Slovakia). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—247.
- VAŠKOVSKÝ, I.—ŽEBERA, K. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, Západní Karpaty. Kvartér Západných Karpát, Čs. Akad. Věd, Praha.
- VAŠKOVSKÝ, I.—BEDRNA, Z. 1973: Minerálna sila pôdnych substrátov medzi Komárnom a Radvaňou nad Dunajom (jv. časť Podunajskej nížiny). Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 267—289.
- VAŠKOVSKÝ, I.—HALOUZKA, R. 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny — juhovýchodná časť, Regionálne geologické mapy Slovenska 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E. 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E. 1978: Čiastková záverečná správa „Regionálny kvartérno-geologický výskum na liste Šafa 1:50 000 (nový listoklad)“. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E.—HANZEL, V. 1980: Regionálny kvartérno-geologický výskum na liste Galanta 1:50 000 (nový listoklad). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E. et al. 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 45 211 a 45 213. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I.—VAŠKOVSKÁ, E. 1982: Stratigraphy and geological development in the Danube lowland throughout the upper pliocene and Quaternary. INQUA, Moskva.
- VAŠKOVSKÝ, I. et al. 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—115.
- VAŠKOVSKÝ, I.—BEDRNA, Z.—VAŠKOVSKÁ, E. 1983: Minerálna sila pôdneho substrátu v jv. časti Podunajskej nížiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VELIČKO, A. A. 1973: Přírodní proces v pleistocene. Izd. „Nauka“ Moskva, 1—256.
- VELIČKO, A. A.—MOROZOVA, T. D. 1963: Mikulinskaja iskopajemaja počva, jejo osobennosti i stratigrafičeskoje značeniye. Antropogen ruskoj ravniny. Moskva.
- VELIČKO, A. A.—MOROZOVA, T. D. 1969: Osnovnyje čerty paleogeografiji Ruskoj ravniny v verchnem pleistocene. Ljoss-periglacial-paleolit na territorii srednej i vostočnoj Evropy. Moskva.

- VELIČKO, A. A.—MOROZOVA, T. D. 1973: Počevnyj pokrov verchnepleistocennovogo Mikulinskogo mežlednikovja. Sbor. Paleogeografija Evropy v pozdnem pleistocene, Moskva.
- ZAGWIJN, W. H. 1961: Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Pt. L. Eemian and Early Weichselien. — Meded. Geol. Sticht. nieuwe Ser., Haarlem, 14.
- ŽEBERA, K. 1958: Československo ve starší době kamenné (Die Tschechoslowakei in der älteren Steinzeit). Ústř. Úst. geol., Nakl. Čs. Akad. Věd, Praha, 1—211.

E. Vaškovská

## On Stratigraphy and Typology of Late Pleistocene Fossil Soils in Loessy Series of Podunajská nížina (Danube Lowland)

### Summary

Geomorphologic subcomplexes distinguished in the Podunajská nížina (Danube lowland), i.e. the Trnavská, Nitrianska, Žitavská, Hronská, Ipěská pahorkatina uplands were characterized by extensive formation of loessy covers during the Quaternary time (Fig. 1). The extension of the covers is associated with hypsometric levels from 110 m to 300 m above sea level. Higher up the loesses pass into loessy derivatives and exceptionally into the surrounding mountain ranges Malé Karpaty, Považský Inovec, Trbeč, a.o. There the loesses occur 400 m above sea level. Thicknesses of the loessy covers are variable and range up to 40 m. Geologic maps show the areal extent of Late Pleistocene loesses of variable thickness (1—15 m).

The study of loesses in the Podunajská nížina began at the beginning of this century (mainly E. Horusitzky and Timko). Systematic investigations of loessy series in the lowland have been performed since the World War II. by M. LUKNIŠ, V. AMBROŠ, V. LOŽEK, F. PROŠEK, J. PELÍŠEK, J. TYRÁČEK, J. ŠAJGALÍK, J. KUKLA, J. BÁRTA, J. BEDRNA, J. KOŠTÁLIK, J. HARČÁR, R. HALOUZKA, Z. SCHMIDT, J. PRISTAŠ, J. HRAŠKO, I. VAŠKOVSKÝ a.o.

The author of this article has been performing thorough litho-geochemical and micromorphological researches at about 100 profiles of Quaternary sediments in the entire Carpathian region of Slovakia. About 50 profiles of the loessy series and fossil soils represent practically all geomorphologic subcomplexes and parts of the Podunajská nížina (Fig. 1). The age of some Late Pleistocene fossil soils was determined by the  $C_{14}$  method, and paleomagnetism was applied as well.

Data resulting from the study of loessy series with particular respect to paleosoils served as a basis for the new stratigraphic scheme of the Late Pleistocene in the Podunajská nížina (Fig. 2). The scheme denies the stratigraphic scheme presented by R. HALOUZKA (in R. HALOUZKA—Z. SCHMIDT 1979, 1981) with wrong typology of fossil soils and their erroneous stratigraphic ranging in the R/W interglacial and in the Early Würm.

The base, i.e. the beginning of the Late Pleistocene is the R/W interglacial, represented in loessy series in the Podunajská nížina mostly by fossil soils. The soils formed mainly under automorphic conditions (Fig. 3, 4). Another, less frequent group is represented by hydromorphic soils which formed in fluvial flood-plain sediments, under a considerable influence of groundwaters (Fig. 5).

Two types of soils were distinguished in the first group of automorphic R/W fossil soils of the Podunajská nížina:

1. illimerized soils (Parabraunerde) studied in detail at the localities Mnešice, Trakovice, Veľké Kostolany, Trnava, Báb, Alešince, profile IV; Kovárce, Divá, Veľké Ludince, Veľké Lovce, Šahy (Pl. I, Fig. 1, 2, 3; Pl. II, Fig. 1, 2). Fossil soils of this type were thoroughly studied at the locality Báb (3.1—4.4 m).

2. The second type of the automorphic soil group of the R/W interglacial in the Podunajská nížina is represented by the soils of the brownearth type. They are characterized by intrasoil weathering of a high grade. These soils occur on the localities: Moravany, Banka, Vlčkovce, Vělké Lovce, Divá, Vělké Ludince. On the locality Vělké Lovce the bottom soil represents only a small part of the R/W soil, since the later superposed chernosem formation affected the major part of the original R/W soil. The soil around Kubáňovo (profile Kubáňovo I and II) is somewhat particular (Pl. III, Figs. 1, 2; Pl. 5, Figs. 1, 2). I suppose that the formation of the R/W soil was followed later in the Early Würm by minimal or no deposition of loesses and so the later soil-forming processes during the Amersfoort and perhaps also during the Brörup proceeded on the original soil (it is indicated by the character of new formations, carbonates, a.o.). Detailed characteristic of the R/W soil of the brown soil type on the locality Kamenica (profile KH-1) is presented (Pl. I, Fig. 4).

Another group of soils of the R/W interglacial in the Podunajská nížina (lowland) are represented by hydromorphic soils on the localities Výškovce II (Pl. IV, Fig. 1, 2) and Kamenica n. Hronom. Detailed characteristic of fossil soils on the locality KH-4/Vb in the surroundings of Kamenica is presented (Pl. VI, Fig. 1, 2, 3, 4). The soil developed on the flood-plain sediments of the middle terrace of the river Hron at the depth 8.25—9.5 m.

Early Würm (W1). According to the submitted new stratigraphic scheme it comprises the periods of W1, Early (W1 ol. — the 1<sup>st</sup> stadial of the Würm glacial), the Amersfoort (Am) interstadial (the 1<sup>st</sup> interstadial of the Würm glacial — PK II<sub>1</sub>, the 2<sup>nd</sup> stadial of the Early Würm — W1 Late (W1 y.) and Brörup interstadials (Br) — PK II<sub>2</sub>.

Early stadial W1 (W1 ol.). At the end of the R/W interglacial and at the beginning of the Würm glacial the climate got generally cold. In the Podunajská nížina a thin layer of loessy out-wash sediments of the Würm 1 ol. (W1 ol.) stadial formed. Originally the sediments only preserved on several localities in the vicinity of Výškovce (profile Výškovce II (Pl. XI, Fig. 1), in the surroundings of Kamenica KH-4/Vb and perhaps also in the profile KH-1. Wash sediments from the locality KH-4/Vb are described in detail. The sediments are infrequent on other localities because the consequent soil-forming processes affected the whole thickness.

The Amersfoort (Am) interstadial — PK II<sub>1</sub> in the Podunajská nížina was characterized by intensive formation of fossil soils of the chernosem type on the sediments of the W1 ol. and on R/W soils serving as a soil substratum. These soils are frequent on the localities Trnava III, Trakovice, Vělké Kostolany (chernosem on brown soil), around Báb, Alekšince (profile IV), Kovarce, Vělké Lovce, Biňa 1. Chernosems of this interstadial on the locality Báb (2.6—3.1 m) are characterized in details (Pl VIII, Fig. 1, 2, 3).

The late W1 stadial (W1 y.) preserved in the Podunajská nížina lowland in the form of wash, solifluction and soil sediments on the localities Trakovice, Senec, Vlčkovce, Alekšince IV, Alekšince 4 in the borehole M-3, Divá, Vělké Ludince, Vělké Lovce, Búč, Kamenica KH-1, Kamenica KH-4. Sediments from the locality Alekšince 4 (8.7—8.8 m) are characterized in detail.

Interstadial W 1/2 — Brörup (Br) — PK II<sub>2</sub> on the Podunajská nížina lowland in loessy series is mostly represented by fossil soils of the brown soil type. They contain less humus, occasionally more. These soils are on the localities Trnava III, Trakovice, Vělké Kostolany, Moravany (MO-1), Banka, Vlčkovce, Báb, Alekšince, in boreholes (M-3, M-4, M-5, M-6, M-10, M-18), Kovarce, Vělké Ludince, Búč, Kamenica (KH-1), (KH-4), Výškovce II, a.o. (Pl. X, Fig. 1, 2, 3). The soils are described in detail from the locality Báb (1.6—2.6 m) and from the locality Výškovce II (4.2—4.8 m).

Stadial W2 in the Podunajská nížina was characterized by intense formation of loesses. Their thickness is variable (2.5—3.0 m). The loesses were studied thoroughly on the following localities: Senec, Moravany, Alekšince, in the borehole M-18, Divá, Vělké Ludince, Vělké Lovce, Búč, Kamenica (KH-1), Výškovce II, a.o. Loessy sediments of this stadial from the locality Kamenica (KH-1), from the depth 4.2—5.7 m, are characterized in detail (Pl. XI, Fig. 2).

Interstadial W 2/3 — PK I in the Podunajská nížina in loessy series is represented by fossil soil of the brown soil type mostly of initial character. Such soil is on the following localities: Senec, Vlčkovce, Moravany, Komjatice, in boreholes (M-7, M-15, M-18), Divá, Vělké Ludince, Vělké Lovce, Jurský Chlm, Búč in the vicinity of Kamenica (KH-1) a.o. (Pl. XI, Fig. 3, 4). The fossil soil is characterized from the locality Senec (3.8—4.4 m).

Stadial W3 is most frequent and best preserved in the Podunajská nížina. It is represented by loesses



ranging to 3.2 m in thickness. It was found practically on all localities studied (Pl. XII, Fig. 1, 2, 3). Loesses from the locality Senec (0.8—3.8 m) are described in detail.

Late Würm (LW) in the Podunajská nížina was only found on several localities, mainly in the Žitný ostrov — Toň and Topoľníky. Warm Late Würm periods (Alleröd and Bölling) were characterized by the formation of buried soils dated by the  $C_{14}$  method.

Results of paleopedologic investigation of fossil and buried soils not only from the area of the Podunajská nížina and from other parts of Slovakia served as a basis for the classification of types of fossil soils of the R/W interglacial and interstadials of the Early Würm Amersfort (Am) and Brörup (Br) in loessy series of the Late Pleistocene on the lowland (Fig. 6).

Basing on the character, type of the R/W soil (PK III) and especially the character and type of interstadial soils of the Early Würm (Am — PK II<sub>1</sub>) (Br — PK II<sub>2</sub>) I distinguish 4 types of fossil soil complexes within the automorphic group. I denoted the stratotypical sequence of fossil soils (R/W + Am + Br) of the automorphic group of soils in loessy series in the Podunajská nížina as the Nitra pedocomplex. It is represented by the localities Trnava, Báb, Veľké Lovce and others. Two bottom soils of the Nitra pedocomplex are analogous to pedocomplexes Mende — Bazis in Hungary — M. PÉCSI (1973), Netulinsko I in Poland — H. MARUSZCAK (1972), J. JERSAK (1973), the Gorochovo complex in the Volynj-Podolsk — A. V. BOGUCKY (1975), the Mezina complex on the Russian Platform in the U.S.S.R. — A. A. VELIČKO—T. D. MOROZOVA 1972, 1973).

Fossil soils of another group — hydromorphic (H) — of the R/W interglacial are less frequent in the Podunajská nížina. I distinguish the Ha and the Hb types in this group. I formerly denoted the characteristic complex of fossil soils with hydromorphic soils of the R/W interglacial as the Výškovce — Sečany complex and now I propose to denote it as the Výškovce complex for the area of the Podunajská nížina. Thorough study of loessy covers of the Late Pleistocene in Slovakia, based on geological criteria, on the results of lithogeochemical micromorphological researches and  $C_{14}$ -dating facilitated the compilation of a new stratigraphic scheme according to identic characters, a comparison of chronology of deposition to the formation of fossil soils or pedocomplexes, and reconstruction of paleogeographic conditions in the Podunajská nížina during the Late Pleistocene.

Preložila: E. Jassingerová

## List of Figures

Fig. 1 Distribution of loessy covers in Podunajská nížina lowland (I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ). 1 — loessy covers, 2 — studied localities

Fig. 2 Stratigraphy of loesses and fossil soils of Late Pleistocene of Podunajská nížina lowland (stratigraphical scheme) (E. VAŠKOVSKÁ 1983).

Fig. 3 Legend of profiles.

Fig. 4 Loesses and fossil soils of Late Pleistocene in Podunajská nížina lowland — automorphous group of soils (E. VAŠKOVSKÁ 1983).

Fig. 5 Loesses and fossil soils of Late Pleistocene in Podunajská nížina lowland — hydromorphous group of soils (E. VAŠKOVSKÁ 1983).

Fig. 6 Types of fossil soils of R/W interglacial and of interstadials of Early Würm (W1) in Podunajská nížina lowland (E. VAŠKOVSKÁ 1983).

1 — chernosem, 2 — brown-soil chernosem, 3 — chernosem brown soil, 4 — slight pedogenesis, 5 — initial brown soil, 6 — brown soil, 7 — weathered brown soil, 8 — intensely weathered brown soil, 9 —

gley soil, 10 — flood-plain soil, 11 — soil sediments, 12 — wash sediments, 13 — solifluction level, rain wash, 14 — loess, 15 — loessy loam, 16 — loam, 17 — sandy fluvial sediments, 18 — gravel, 19 — density of lines, 20 — intensity of pedoprocess.

## Explanations of Plates I—XII

### Plate I

Microcomposition of fossil soil of R/W interglacial.

Fig. 1 Vosepic separation of plasma along pore walls; organomineral concretions. B-horizon of illimerized soil. Locality Báb, depth 3,1 m (magn. 40×, nicols II).

Fig. 2 Vosepic separation of plasma filling pores. B-horizon of illimerized soil. Locality Alekšince; profile F (magn. 80×, nicols II).

Fig. 3 Vosepic separation of plasma along pore walls. B-horizon of illimerized soil. Locality Alekšince, profile F (magn. 40×, nicols II).

Fig. 4 Omnisepic separation of plasma. B-horizon of brown soil. Locality Kamenica, profile KH-1/2, depth 4.4 m (magn. 40×, nicols X).

### Plate II

Microcomposition of fossil soil of R/W interglacial

Fig. 1 Fine-crystalline calcite, needle-shaped calcite (lublinite). Secondary carbonates in upper level of soil. Locality Šahy, depth 2.8 m (magn. 80×, nicols +).

Fig. 2 Vosepic separation of plasma along pore walls. B-horizon of illimerized soil. Locality Šahy, depth 3.0 m (magn. 80×, nicols II).

### Plate III

Microcomposition of fossil soil of R/W interglacial

Fig. 1 Locality Kubáňovo, profile I, depth 3.2 m (magn. 40×, nicols +).

Fig. 2 Locality Kubáňovo, profile II, depth 1.9 m (magn. 40×, nicols +).

Fig. 1—2 Omnisepic separation of plasma. Horizon (B) of brown soil (magn. 40×, nicols +).

### Plate IV

Microcomposition of fossil soil of R/W interglacial

Fig. 1 Locality Výškovce, profil II, depth 6.4 m (magnif. 40×, nicols +).

Fig. 2 Locality Výškovce, profile II, 7.1 m (magn. 40×, nicols +).

Fig. 1—2 Omnisepic and skelsepic separation of plasma, unsorted skeletal component, B-horizon of brown soil (magn. 40×, nicols +).

### Plate V

Microforms of calcite in upper level of fossil soil of R/W interglacial

Fig. 1 Septaria; microcrystalline calcite on margins of septaria and along biopore wall, scarce needle-shaped calcite forms (lublinite). Locality Kubáňovo, profile II, depth 1.9 (magn. 20×, nicols +).

Fig. 2 Microcrystalline calcite along biopore wall, scarce needle-shaped calcite forms (lublinite), Locality Kubáňovo, profile II, depth 1.9 m (magn. 20×, nicols +).

### Plate VI

Microcomposition of fossil soil of R/W interglacial (hydromorphic soil group). Locality Kamenica, profile KH-4/Vb.

Fig. 1 Uneven colour of matrix (light bleached parts), omnisepic separation of plasma, flat pores. Depth 8.25 m (magn. 20×, nicols +).

Fig.2 Uneven colour of matrix inside polysfederal peds, flat pores. Depth 8.7 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 3 Uneven colour of matrix, black Fe-Mn segregations. Depth 8.7 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 4 Dark-brown organomineral segregations, discontinuously confined with the surrounding bleached matrix. Depth 9.2 m (magn. 20×, nicols II).

#### Plate VII

Microcomposition of polygenetic fossil soil of R/W interglacial and Amersfoort interstadial (Am) — upper levels

Fig. 1 Partly distinct aggregation, biopores and intergranular pores, simple and composed. Locality Kubáňovo, profile I, depth 2.8 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 2 Distinct, mostly spherulic aggregates, porous composition, dominant intergranular pores, mostly composed. Locality Kubáňovo, profile II, depth 1.7 m (magn. 20×, nicols II).

#### Plate VIII

Microcomposition of fossil soil of chernosem (brown soil?) type — Amersfoort interstadial

Fig. 1 Spongy humus horizon with plentiful tiny brown-black humus particles. Locality Báb, depth 2.6 m (magn. 40×, nicols II).

Fig. 2 Microaggregates of spherulic and polyspherulic forms, composed intergranular pores. Horizon A. Locality Moravany, profile MO-1, depth 5.0 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 3 Microaggregates of spherulic and polyspherulic forms, plentiful intergranular pores. Horizon A. Locality Výškovce, profile II, depth 4.8 m (magn. 20×, nicols II).

#### Plate IX

Microcomposition of fossil soil, mostly hydromorphic variant of Amersfoort interstadial, locality Kamenica

Fig. 1 Fragmentary microstructure, flat pores-fissures, uneven colour. Profile KH-4/Vb, depth 7.15 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 2 Organomineral dark-grey coagulations along biopore walls, getting lighter toward S-matrix. Profile KH-4/Vb, depth 7.30 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 3 Fragmentary microstructure, flat pores-fissures, uneven colour. Profile KH-4/Vb, depth 7.45 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 4 Aggregate microstructure, intergranular pores, elliptical and channel-shaped biopores. Profile KH-R/Va, depth 6.9 m (magn. 20×, nicols II).

#### Plate X

Microcomposition of fossil soil of brown soil type of Brörup interstadial

Fig. 1 Microaggregates of various forms, intergranular. Upper level. Locality Kamenica, profile KH-1, depth 5.9 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 2 Indications of sepic separation of plasma, channel-shaped form. Horizon (B). Locality Kamenica, profil KH-4/Va, depth 6.3 m (magn. 40×, nicols +).

Fig. 3 Indications of sepic separation of plasma. Horizon (B). Locality Výškovce, profile II, depth 4.5 m (magn. 40×, nicols +).

#### Plate XI

Microcomposition of Würm loessy sediments and fossil soil of last interglacial. Locality Kamenica, profile KH-1.

Fig. 1 Loose composition, circular and elliptic biopores; loessy loam of W1 stadial ol. Depth 8.4 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 2 Loose composition, circular biopores; loessy loam of W2 stadial. Depth 4.8 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 3 Polyspherulic aggregates, intergranular composed pores. Fossil soil of interstadial W 2/3. Depth 3.4 m (magn. 40×, nicols II).

Fig. 4 Calcite septaria. Fossil soil of interstadial W 2/3. Depth 3.8 m (magn. 40×, nicols II).

## Plate XII

### Microcomposition of loesses of last (Würm) stadial — W3

Fig. 1 Locality Kamenica, profile KH-1, depth 1.4 m (magn. 20×, nicols II).

Fig. 2 Locality Báb, depth 1.4 m (magn. 20×, nicols +).

Fig. 3 Kubáňovo, profile I, depth 2.2 m (magn. 20×, nicols +).

Fig. 1—3 Composition of loesses is loose, they show fine, sorted spherulites, plentiful biopores along walls with incrustated fine-crystalline calcite, forming aureole. Aseptic separation of plasma.

### Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—XII

#### Tab. I

##### Mikroskladba fosilnej pôdy R/W interglaciálu

Obr. 1 Vosepická separácia plazmy pozdĺž stienok pórov, organo-minerálne konkrécie. Horizont B ilimerizovanej pôdy. Lokalita Báb, hĺbka 3,1 m (zväčš. 40×, nik II).

Obr. 2 Vosepická separácia plazmy zaplňujúcej póry. Horizont B ilimerizovanej pôdy. Lokalita Alekšince, profil F (zväčš. 80×, nik II).

Obr. 3 Vosepická separácia plazmy pozdĺž stienok pórov. Horizont B ilimerizovanej pôdy. Lokalita Alekšince, profil F (zväčš. 40×, nik II).

Obr. 4 Omnisepická separácia plazmy. Horizont (B) hnedozemnej pôdy. Lokalita Kamenica, profil KH-1/2, hĺbka 4,4 m (zväčš. 40×, nik +).

#### Tab. II

##### Mikroskladba fosilnej pôdy R/W interglaciálu

Obr. 1 Jemnokryštalický kalcit, ihličkový kalcit (lublinit). Sekundárne karbonáty vo vrchnom horizonte pôdy. Lokalita Šahy, hĺbka 2,8 m (zväčš. 80×, nik +).

Obr. 2 Vosepická separácia plazmy pozdĺž stienok pórov. Horizont B ilimerizovanej pôdy. Lokalita Šahy, hĺbka 3,0 m (zväčš. 80×, nik II).

#### Tab. III

##### Mikroskladba fosilnej pôdy R/W interglaciálu

Obr. 1 Lokalita Kubáňovo, profil I, hĺbka 3,2 m (zväčš. 40×, nik +).

Obr. 2 Lokalita Kubáňovo, profil II, hĺbka 1,9 m (zväčš. 40×, nik +).

Obr. 1—2 Omnisepická separácia plazmy. Horizont (B) hnedozemnej pôdy (zväčš. 40×, nik +).

#### Tab. IV

##### Mikroskladba fosilnej pôdy R/W interglaciálu

Obr. 1 Lokalita Výškovce, profil II, hĺbka 6,4 m (zväčš. 40×, nik +).

Obr. 2 Lokalita Výškovce, profil II, hĺbka 7,1 m (zväčš. 40×, nik +).

Obr. 1—2 Omnisepická a skelsepická separácia plazmy, nevytriedená skeletná zložka. Horizont (B) hnedozemnej pôdy (zväčš. 40×, nik +).

#### Tab. V

##### Mikroformy kalcitu vo vrchnom horizonte fosilnej pôdy R/W interglaciálu

Obr. 1 Septárie; mikrokryštalický kalcit po krajoch septárie a pozdĺž stienky biopóru, ojedinele ihličkové formy kalcitu (lublinit). Lokalita Kubáňovo, profil II, hĺbka 1,5 m (zväčš. 20×, nik +).

Obr. 2 Mikrokryštalický kalcit pozdĺž stienky biopóru, ojedinele ihličkové formy kalcitu (lublinit). Lokalita Kubáňovo, prof. II, hĺbka 1,9 m (zväčš. 20×, nik +).

**Tab. VI**

Mikroskladba fosílnej pôdy R/W interglaciálu (hydromorfná skupina pôd). Lokalita Kamenica, profil KH-4/Vb

Obr. 1 Nerovnomerná farba základnej hmoty (svetlo vybielené časti), omnisepická separácia plazmy, ploché póry. Hĺbka 8,25 m (zväčš. 20×, nik +).

Obr. 2 Nerovnomerná farba základnej hmoty aj vo vnútri polysfedrálnych peds, ploché póry — pukliny. Hĺbka 8,7 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 3 Nerovnomerná farba základnej hmoty, čierne Fe-Mn segregácie. Hĺbka 8,7 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 4 Tmavohnedé organo-minerálne segregácie nekompaktne ohraničené od okolitej vybielenej základnej hmoty. Hĺbka 9,2 m (zväčš. 20×, nik II).

**Tab. VII**

Mikroskladba polygenetickej fosílnej pôdy R/W interglaciálu a interštadiálu amersfoort (Am) — vrchné horizonty

Obr. 1 Stredne výrazná agregovanosť, biopóry a intergranulárne póry jednoduché a zložené. Lokalita Kubáňovo, profil I, hĺbka 2,8 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 2 Výrazné najmä sferálne agregáty, pórovitá skladba, dominujú intergranulárne póry, najmä zložené. Lokalita Kubáňovo, profil II, hĺbka 1,7 m (zväčš. 20×, nik II).

**Tab. VIII**

Mikroskladba fosílnej pôdy černozeemného (hnedozeemného?) typu — interštadiálu amersfoort.

Obr. 1 Hubovitý humusový horizont s množstvom drobných hnedočiernych humusírovaných častíc. Lokalita Báb, hĺbka 2,6 m (zväčš. 40×, nik II).

Obr. 2 Mikroagregáty sferálnych a polysferálnych foriem, zložené intergranulárne póry. Horizont A. Lokalita Moravany, profil MO-1, hĺbka 5,0 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 3 Mikroagregáty sferálnych a polysfedrálnych foriem, množstvo pórov najmä intergranulárných. Horizont A. Lokalita Výškovce, profil II, hĺbka 4,8 m (zväčš. 20×, nik II).

**Tab. IX**

Mikroskladba fosílnej pôdy najmä hydromorfného variantu interštadiálu amersfoort, lokalita Kamenica

Obr. 1 Fragmentárna mikroštruktúra, ploché póry — pukliny, nerovnomerná farba. Profil KH-4/Vb, hĺbka 7,15 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 2 Organo-minerálne tmavohnedé vyžrážaniny pozdĺž stien biopóry, ktoré smerom k S-matrixu sú svetlejšie. Profil KH-4/Vb, hĺbka 7,30 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 3 Fragmentárna mikroštruktúra, ploché póry — pukliny, nerovnomerná farba. Profil KH-4/Vb, hĺbka 7,45 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 4 Agregátová mikroštruktúra, póry intergranulárne zložené a biopóry eliptického a kanálikovitého tvaru. Profil KH-4/Va, hĺbka 6,9 m (zväčš. 20×, nik II).

**Tab. X**

Mikroskladba fosílnej pôdy najmä hnedozeemného typu — interštadiálu brörup

Obr. 1 Mikroagregáty rôznych foriem, množstvo pórov, najmä intergranulárne zložené. Vrchný horizont. Lokalita Kamenica, profil KH-1, hĺbka 5,9 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 2 Slabé náznaky sepickej separácie plazmy, biopóry kanálikovitej formy. Horizont (B). Lokalita Kamenica, profil KH-4/Va, hĺbka 6,3 m (zväčš. 40×, nik +).

Obr. 3 Slabé náznaky sepickej separácie plazmy. Horizont (B). Lokalita Výškovce, profil II, hĺbka 4,5 m (zväčš. 40×, nik +).

**Tab. XI**

Mikroskladba wümských sprašových sedimentov a fosílnej pôdy posledného interštadiálu. Lokalita Kamenica, profil KH-1.

Obr. 1 Kyprá skladba, biopóry okrúhleho a eliptického tvaru. Sprašovitá hlina štadiálu W1 st. Hĺbka 8,4 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 2 Kyprá skladba, biopóry okrúhleho tvaru. Sprašovitá hlina štadiálu W2. Hĺbka 4,8 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 3 Polysfedrálne agregáty, intergranulárne póry zložené. Fosílna pôda interštadiálu W 2/3. Hĺbka 3,4 m (zväčš. 40×, nik II).

Obr. 4 Kalcitové septárie. Fosílna pôda interštadiálu W 2/3. Hĺbka 3,8 m (zväčš. 40×, nik II).

#### Tab. XII

Mikroskladba spraší posledného (würmského) štadiálu — W3.

Obr. 1 Lokalita Kamenica, profil KH-1, hĺbka 1,4 m (zväčš. 20×, nik II).

Obr. 2 Lokalita Báb, hĺbka 1,4 m (zväčš. 20×, nik +).

Obr. 3 Kubáňovo, profil I, hĺbka 2,2 m (zväčš. 20×, nik +).

Obr. 1—3 Spraše sa charakterizujú kyprou skladbou, jemným vytriedeným skeletom, množstvom biopórov, pozdĺž stienok ktorých býva inkrustovaný jemnokryštalický kalcit, ktorý vytvára aureolu. Separácia plazmy je asepická.

Štefan Bajaník—Eva Planderová

## Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou

(3 obr. v texte, 5 fotogr. tab. (XIII—XVII), anglické resumé)

**Abstract.** Discussed is stratigraphic range of a rock complex on the contact between the Gemicum and the Veporicum in the SW part of the Spišsko-gemerské rudohorie ore mountains. Palynological studies proved the Lower Carboniferous (Tournai-Viséan) age of the rock complex. The complex is in the basement of the so-called magnesite Carboniferous. It is a part of the Gemicum.

### Úvod

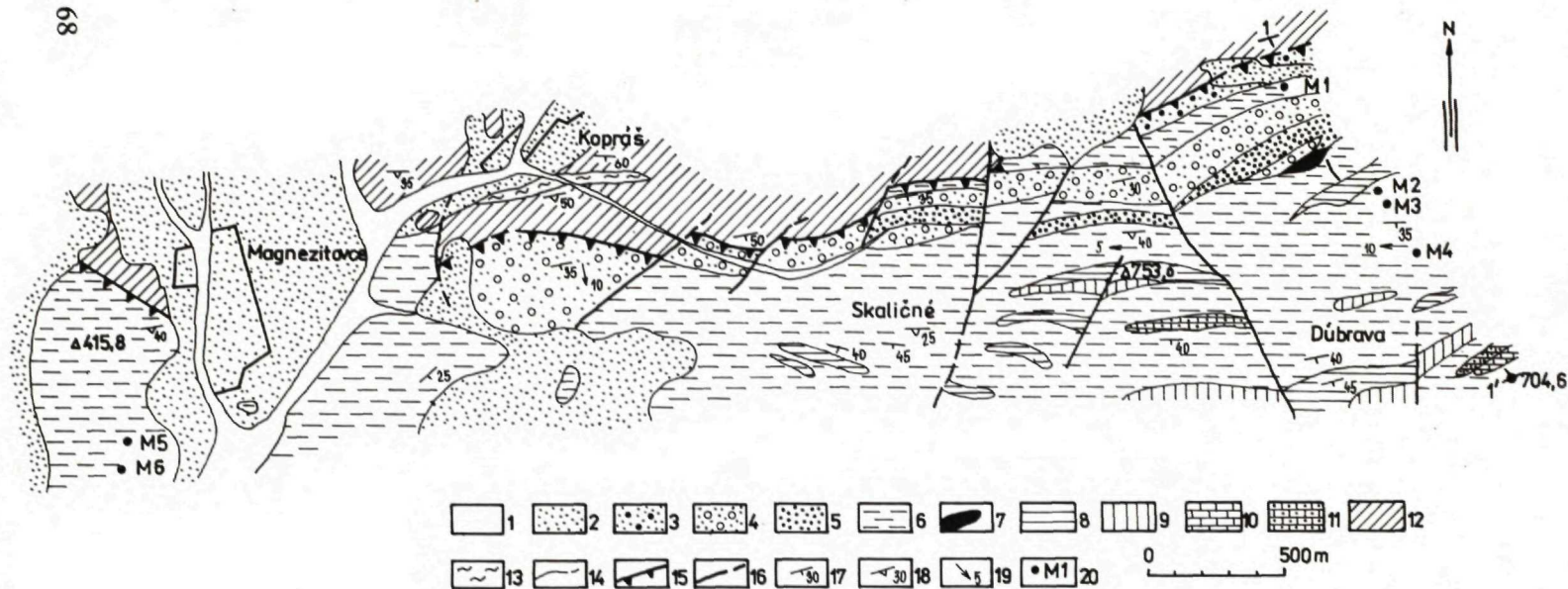
Predmetné územie, študované v rámci metalogenetického výskumu styčnej zóny gemerika s veporikom, má kľúčový význam pre spresnenie stratigrafickej príslušnosti horninového komplexu, ktorý vystupuje v podloží tzv. magnezitového karbónu v jz. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Stratigrafické zaradenie tohto komplexu, vzhľadom na paleontologickú nedoloženosť, bolo v minulosti rôzne. Niektorí autori uvažovali o staršom paleozoiku (A. ABONYI 1971), iní ho považujú za karbón. Novšie, v „Geologickej mape Slovenského rudohoria — východná časť“, je A. VOZÁROVOU (in Š. BAJANÍK a kol. 1979) pričlenený k dobsínskej skupine (karbón), a to k jej najspodnejšiemu — ochtinskému súvrstviu.

Prvý paleontologický nález z tohto komplexu uvádza z oblasti Sirku E. PLANDEROVÁ (1982). Ide o palinomorfy višénskeho veku. Význam palinostratigrafie z predkladaného územia spočíva v tom, že ide najmä o výskyty z ťažiskového profilu Magura-háj. Hrádok (M1—M4), ktoré sú v superpozícii, čím dovoľujú spresnenie stratigrafického rozsahu horninového komplexu v podloží tzv. magnezitového karbónu.

### Charakteristika komplexu

Celý študovaný komplex je uložený monoklinálne generálne k juhu pod uhlom 25—45°, iba v zóne styku veporika s gemerikom sú lokálne vyššie úklony vrstiev.

Komplex možno rozdeliť na dva litologicky odlišné celky. Spodný je zložený zo zlepcov, ktoré sú prekladané polohami metamorfovaných pieskovcov. Lokálne



Obr. 1 Schematická geologická mapa územia východne od Magnetitoviec. Zostavil Š. BAJANÍK 1983. 1 — alúvium, 2 — svahovr sutiny a hliny, 3 — metamorfované pieskovce s vložkami jemnozrnných zlepcov, 4 — zlepecce s polohami metamorfovaných pieskovcov, 5 — metamorfované pieskovce, 6 — grafiticko-kremenné fylity, 7 — antigoritový serpentinit, 8 — metabazaltové tufy a tufity, 9 — metabazalty, 10 — svetlé kryštallické vápence, 11 — karbonáty metasomatically zmenené v magnezity (3—11 gemerikum, ochtinské súvrstvie — karbón), 12 — arkózovité bridlice s vložkami šedozelených fylitických bridlic, 13 — kremenno-grafitické bridlice (12—13 veporikum, rimavské súvrstvie-perm), 14 — hranice hornín a útvarov, 15 — násunové línie, 16 — zlomy, 17 — vrstevná bridličnosť, 18 — foliácia, 19 — osi vrás, 20 — lokalácia pozitívnych vzoriek na palinomorfy.



vystupujú v ich podloží grafitické fylity. Z nich pochádza i stratigraficky najnižšie datovaná vzorka (M1). Vyšší celok je litologicky vcelku jednoduchý. Sú to metapeli-ty, kde pôvodne piesčito-ílovitá a bituminózna zložka sú v rôznom zastúpení v smere vertikálnom i laterálnom. Prevládajúcou fáciou sú kremenno-grafitické fylity s ojedinelými vložkami sericitických a sericiticko-chloritických fylitov.

V južnej časti študovaného územia sú polohy karbonátov lokálne metasomaticky premenené na magnezity s vložkami grafiticko-sericitických fylitov.

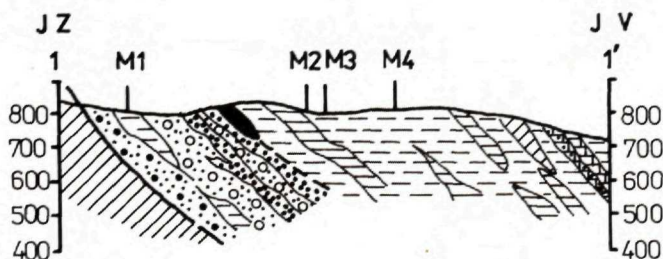
Na viacerých miestach sú prítomné polohy metabazaltových tufov a tufitov. Miestami zistené jemno až strednozrnné metabazalty sú preukázateľne výlevné formy. Vyplýva to z ich konkordantného uloženia s okolitými metasedimentmi a z pozvoľných prechodov do metabazaltových tufitov.

Osobitnú zmienku si zaslúži pruh metabázitov, sčasti zachytený na južnom okraji geologickej mapy, označený ako amfibolit (J. ŠUF 1936), gabroamfibolit (M. MIŠK 1953), prípadne amfibolické gabro (I. VARGA 1970), A. ABÓNYI (1971) tomuto pruhu pripisuje i stratigrafický význam, považujúc ho za bázu karbónu. Je potrebné zdôrazniť rôznorodosť typov hornín v predmetnom pruhu. Striedajú sa tu bazické horniny afanitické, zrnité a bazické vulkanoklastické horniny. V severnej časti pruhu na viacerých miestach možno dokumentovať prechod metabazaltových tufitov (ktoré sú v konkordancii s podložnými grafiticko-kremennými fylitmi) do afanitických až strednozrnných facií metabazaltov. Lokálne zrnité fácie nadobúdajú zloženia až albitovo-epidotických amfibolitov. Predpokladáme, že zrnité fácie predstavujú centrálnu časť bazaltových príudov. K vysloveniu zásadného petrogenetického stanoviska by bolo potrebné vykonať v celom pruhu špecializované štúdium.

Z uvedeného pruhu hornín, a to z údolia JZ od Tatarskej hory (k. 752,9), uvádza J. KANTOR—J. ĎURKOVIČOVÁ (1980) výsledok rádiometrického datovania bázitov:  $347 \pm 22$  ( $10^6$  r).

### Biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov

Je v danom území predložené z dvoch profilov, a to z hrebeňa Magura — háj. Hrádok (M1, M2, M3, M4) a z lokality Magnezitovce (M5, M6). Vzhľadom na



Obr. 2 Geologický rez hrebeňom Magura — háj. Hrádok. Vysvetlivky ako obr. 1.

závažnosť vekového zaradenia skúmaných sedimentov študovaného územia je uvedené vyhodnotenie palinomorf zo všetkých pozitívnych lokalít.

1. Vzorka M1. Spoločenstvo určiteľných palinomorf bolo nízke. Zistili sa nasledovné druhy: *Tumulispora varituberculata* (LUBER) POT., s rozšírením v turnéne, *Anapiculatisporites* cf. *longus* PLAYF. s rozšírením v turnéne, a spodnom viséne, *Pustulatisporites* cf. *gibberosus* (HAQUEB.) PLAYF. s rozšírením v turnéne, *Triquitrites trivalvis* (WALTZ) POT. KR., s rozšírením v turnéne a spodnom viséne; druh rodu *Multiplicisphaeridium* zo skupiny *Acritarcha* žijúci v morskom prostredí.

Spoločenstvo palinomorf bolo relatívne chudobné na mikroflóru. Okrem uvedených určených palinomorf boli vo vzorke útržky organických zvyškov, ako aj deformované a zničené palinomorfy bez možnosti ich bližšieho určenia. Podľa rozšírenia uvedených druhov (obr. 3) vek študovanej vzorky je pravdepodobne turnén. Vek je uvádzaný ako pravdepodobný, že nie je štatisticky doložený.

2. Vzorka M2. Z tejto vzorky boli získané nasledovné palinomorfy: *Leiotriletes* sp. BERT. s ojedinelým rozšírením v turnéne, hojným vo viséne, *Punctatisporites glaber* (NAUM.) PLAYF. s hlavným rozšírením v turnéne, ojedinele v spodnom viséne, *Euryzonomoletes modicus* ISCH. s rozšírením v celom spodnom karbone, *Azonomoletes vulgaris* (IBR.) LUBER s rozšírením vo viséne a namúre, *Densosporites variomarginatus* PLAYF. s rozšírením vo viséne, *Knoxisporites* sp., *Tetraporina globosa* NAUM. s rozšírením v celom spodnom karbone; *Dictyotriletes membranireticulatus* BERT. s rozšírením vo viséne, *Grandispora echinata* (HAQUEB.) s rozšírením vo viséne, *Cadiospora obrupta* PLAYF. s rozšírením vo viséne, *Vallatisporites verrucosus* HACQ. s rozšírením hlavne v turnéne, *Auroraspora* cf. *solitortus* HOF. STAPL. Maloy s rozšírením v spodnom karbone, *Murospora* sp. v turnéne a viséne.

Vo vzorkách z tejto lokality sa nevyskytol morský planktón. Podľa rozšírenia vyššie uvedených druhov predpokladá sa vek vrchný turnén až spodný visén.

3. Vzorka M3. Palinomorfy v skúmanej vzorke boli pomerne dobre zachované, niektoré však boli mechanicky poškodené, a preto neurčiteľné. Zloženie palinomorf je nasledovné: *Leiotriletes tribullatus* (IBR.) ISCH. s rozšírením vo viséne, *Anaplani-sporites baccatus* (HOF.) SMITH. Butt. s rozšírením vo viséne, *Lophosphaeridium finitimus* ISCH. s rozšírením v turnéne a viséne, *Azonomoletes vulgaris* (IBR.) LUBER s rozšírením vo vrchnom viséne až namúre, *Retusotriletes* cf. sp. A. HIGGS s rozšírením v turnéne až spodnom viséne, *Convolutispora* sp., *Punctatisporites* cf. *gibberosus* PLAYF. s rozšírením v turnéne až spodnom viséne, *Pulvinispora scoleophora* ISCH. s rozšírením v turnéne, ojedinele v spodnom viséne, *Perotriletes magnus* HUGH. PLAYF. s rozšírením vo vrchnom turnéne až spodnom viséne, *Auroraspora* cf. *panda* TURNAU s rozšírením v turnéne a viséne. Vo vzorke sa vyskytli druhy morského planktónu. Na základe poznatkov o rozšírení zistených druhov predpokladáme vrchnoturnénsky až spodnovisénsky vek.

4. Vzorka M4. Bola chudobná na palinomorfy, a preto jej vekové zaradenie nie je tak doložené ako u vzoriek predchádzajúcich. Obsahuje však určité typické druhy. Asociácia palinomorf je nasledovná: *Apiculiretusispora* s rozšírením vo viséne, *Verrucosisporites nitidus* (NAUM.) PLAYF. s rozšírením vo viséne, *Schulzospora rara*

Kos. s rozšírením od vrchného visénu do namúru, *Verrucosporites* sp. so širokým vekovým rozšírením, *Florinites* sp., ktorý sa začína objavovať až od vrchného visénu. Okrem toho bol zistený bližšie neurčený druh rodu *Baltisphaeridium*.

Na základe tohto spoločenstva možno usudzovať, že ide síce o visénsky vek, pravdepodobne vrchnú časť spodného visénu, spresnenie by však vyžadovalo spracovanie ďalších vzoriek. Zatiaľ možno konštatovať, že sedimenty vzorky M4 majú mikroflóru o niečo mladšiu ako sedimenty zo spodnejšej časti profilu.

5. Vzorka M5. Zloženie palinomorfnej asociácie: *Apiculiretusispora multiseta* (IBR.) ISCH. s rozšírením v turnéne až viséne. Tento druh sa vyskytuje hojne v skúmanej asociácii. *Cyclogranisporites* cf. *commodus* PLAYF. je rozšírený tiež v turnéne až viséne. *Dictyotriletes submarginatus* PLAYF. má rozšírenie v turnéne až viséne, *Leiotriletes ornatus* ISCH. s hlavným rozšírením v turnéne, cf. *Dictyotriletes cheveniensis* PLAYF. s rozšírením vo vrchnom turnéne a spodnom viséne, *Dictyotriletes* sp. A, *Neoraistrickia* sp. s rozšírením v spodnom viséne, *Reticulatisporites crassus* WINSLOW s hlavným rozšírením v turnéne, ojedinele vo viséne, *Acantotriletes multiseptus* (LELE) POT. KR. s rozšírením vo viséne, *Reticulatisporites* cf. *rudis* STAPLIN s rozšírením v turnéne a viséne, *Auroraspora* sp. s rozšírením v devóne a najspodnejšom karbone, *Trematozonotriletes iregularis* (ANDR.) ISCH. s rozšírením vo viséne až namúre, *Knoxisporites* sp. so širokým vekovým diapazónom, rovnako aj rod *Punctatisporites* sp. V skúmanej vzorke sa zistilo vysoké zastúpenie morského planktónu patriaceho do skupiny *Acritarcha*. Tieto patria do rodov *Multiplicisphaeridium*, *Baltisphaeridium* a *Micrhystridium*. Druhove nie sú určené, keďže nie sú zatiaľ uvedené v dostupnej literatúre. Je možné, že ide o nové druhy. Paleoekologicky však poukazujú na sedimentáciu v morskom prostredí. Vek je vrchný turnén — spodný visén.

6. Vzorka M6. Asociácia palinomorf je hojná, má nasledovné zloženie: *Pulvinispora depressa* BALME HASEL s hlavným rozšírením v turnéne, cf. *Speleotriletes* a *Knoxisporites* sp. so širokým vekovým diapazónom v sponom karbone. *Apiculiretusispora multiseta* (LUBER) BUTT. s rozšírením v turnéne a viséne, *Dictyotriletes submarginatus* PLAYF. s hlavným rozšírením v turnéne, ojedinele vo viséne, *Granulatisporites frustulensis* BALME HASEL s rozšírením v spodnom karbone, *Convolutispora crassa* PLAYF. s rozšírením vo viséne, *Apiculiterusispora* sp., *Schulzospora rara* Kos. s rozšírením ojedinele od spodného visénu, hojný je v namúre. *Pustulatisporites* cf. *gibberosus* PLAYF. s hlavným rozšírením v turnéne, ojedinele vo viséne, *Anulatisporites anulatus* (LOOSE) POT. KR. s rozšírením v celom karbone, *Anaplanisporites baccatus* (HOFM. STAPL.) SMITH, BUTT. s rozšírením v spodnom karbone, *Dictyotriletes conspersus* PLAYF. s rozšírením v spodnom karbone. Ostatnú časť palinomorfnej asociácie tvorí morský planktón podobného rodového zloženia ako v predchádzajúcej vzorke. Oproti sedimentom zo vzorky M5 sa vo vzorke M6 vyskytol druh *Schulzospora rara* Kos., ktorý sa začína vyskytovať ojedinele vo vrchnej časti spodného visénu. Ak berieme do úvahy vekové rozšírenie všetkých druhov, vo vzorke M6 môžeme predpokladať mladší vek (aspoň vrchnú časť spodného visénu) v porovnaní so vzorkou M5, ktorú môžeme zaradiť do vrchného turnénu až spodného visénu.

## Vekové zaradenie sedimentov — zhrnutie

Spracovanie profilov s asociáciou palinomorf dalo dobré prepoklady pre vekové začlenenie problematického súvrstvia. Väčšina druhov je rozšírená v turnéne až viséne. Prevládajú druhy rozšírené v turnéne, ojedinele sa však vo všetkých vzorkách (okrem M1) vyskytujú druhy rozšírené len od visénu. Ak berieme do úvahy výskyt týchto mladších prvkov palinomorfnych asociácií, sedimentačné obdobie väčšiny študovaných vzoriek je vrchný turnén až spodný visén. Vek vzoriek M2, M3, M5, M6 je doložený štatisticky, bohatým druhovým zložením aj početne hojným zastúpením druhov. Ďalší výskum tohto horninového komplexu by pravdepodobne nepriniesol spresnenie jeho vekového zaradenia.

Vzorka M1 je najstaršou v skúmanom komplexe (turnén), vzorka M4 najmladšou (vrchná časť spodného visénu). Vek týchto dvoch vzoriek nie je však štatisticky doložený a ich vekové zaradenie je pravdepodobné.

Porovnávajúc palinomorfnu asociáciu v skúmaných sedimentoch s asociáciou oblasti Sirku (E. PLANDEROVÁ 1982) možno konštatovať, že posledná je už mladšieho — visénskeho veku a mohla by byť vekove korelovateľná so vzorkou M4.

Z hľadiska paleoekologického zhodnotenia predpokladáme sedimentáciu v morskom prostredí, ale v blízkosti vynorenej zóny, odkiaľ boli spóry vetrom alebo vodou transportované do sedimentačného bazénu. V profile Magura — háj. Hrádok sa vyskytli *Dinoflagellata* len ojedinele, ale na lokalitách pri Magnezitovciach sú hojné, bohaté na druhy.

## Záver

1. Na základe štúdia palinomorf bolo dokázané, že horninový komplex vystupujúci v podloží tzv. magnezitového karbónu prináleží karbónu a má stratigrafický rozsah turnén — visén. Reprezentuje spodnú časť ochtinského súvrstvia, ktorá pozvoľne, v konkordancii, prechádza vo vyššie časti tohto súvrstvia.

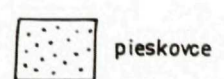
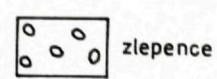
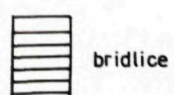
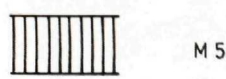
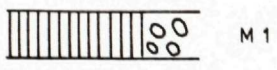
2. Z ekvivalentného komplexu bola určená mikroflóra visénu z oblasti Sirku E. PLANDEROVOU (1982).

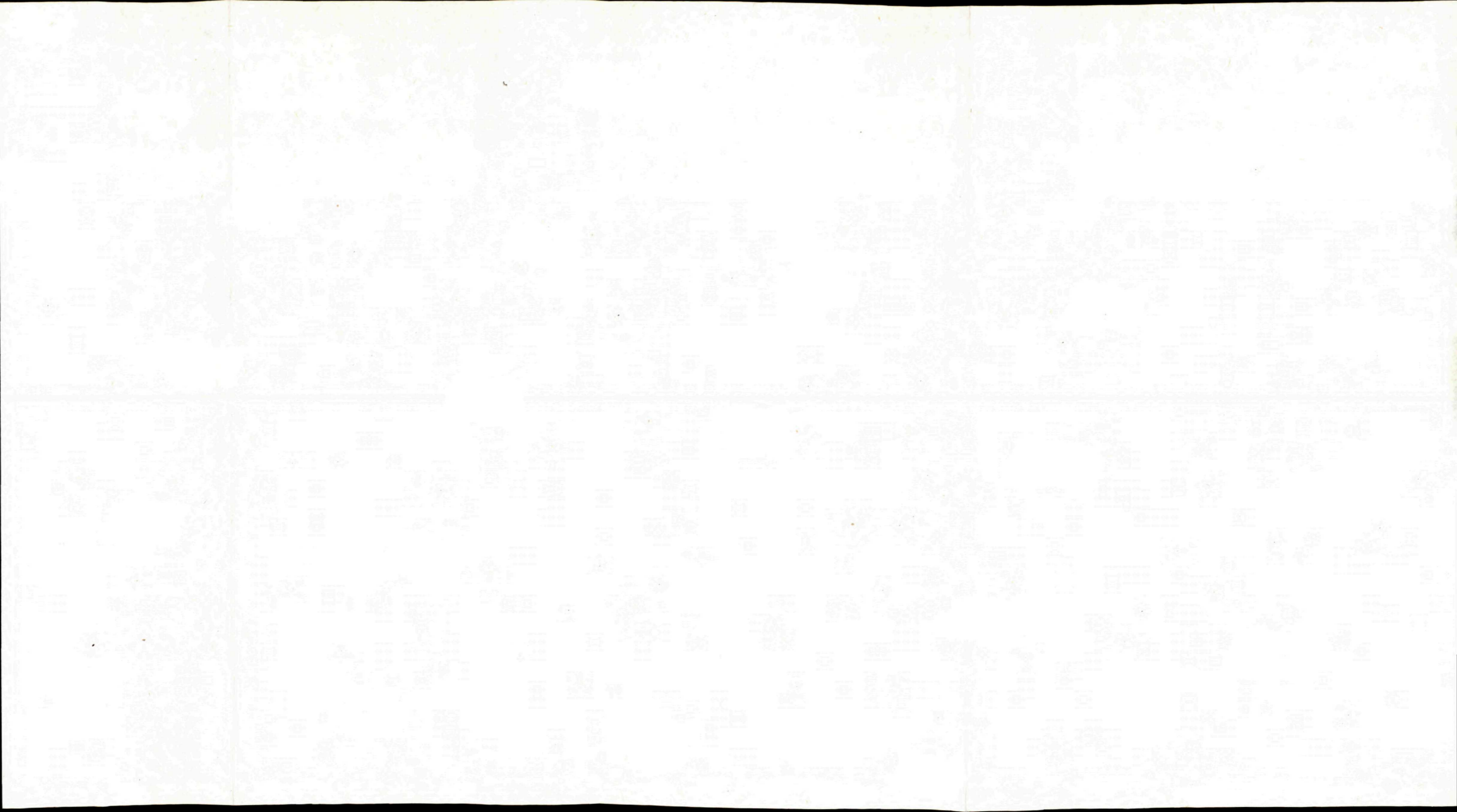
3. Všetky ďalšie paleontologické nálezy pochádzajú už z vyšších horizontov ochtinského súvrstvia (dolomitické vápence a bridlice z podložia magnezitových telies, prípadne vystupujúce uprostred týchto telies). Sú to: B. BOUČEK—A. PŘIBYL (1960) — namúr B—C a H. KOZUR—R. MOCK—H. MOSTLER (1976) — vrchný visén — namúr A.

4. Výsledky palinologického štúdia dosiahnuté v predmetnom území sú v súlade s geologickou situáciou v ochtinskom súvrství, ako aj s paleontologickými nálezmi uvedenými ad 3. Rádiometrické datovanie bázitov JZ od Tatarskej hory je v zhode so štúdiom paleontologickým.

PALEOZOIKUM

STARŠIE		MLADŠIE			VÝSKYT: Obr. 3 Vekové zaradenie sedimentov. _____ hojný - - - - - ojedinelý
DEVÓN	KARBÓN			NAMÚR	
	KULM	DINANT			
	TURNÉN	VISÉN			
				M1	Tumulispora varituberculata (Luber) Pot. Anapiculatisporites cf. largus Playf. Pustulatisporites cf. gibberosus (Hacque.) Playf. Triquitrites trivalvis (Waltz) Pot. Kr. Convolutispora sp. Multiplicisphaeridium sp.
				M2	Leotriletes sp. l. Bert. Punctatisporites glaber (Naum.) Playf. Euryzonomonoletes modicus Isch. Azonomonoletes vulgaris (lbr.) Luber Densosporites variomarginatus Playf. Knoxisporites sp. Tetraporina glabra Naum. Dictyotriletes membranireticulatus Bert. Grandispora echinata Playf. Cadiospora abrupta Playf. Vallatisporites verrucosus Hacqueb. Auroraspora cf. solitortus Hof. Stapl. Maloy Murospora sp.
				M3	Leiotriletes tribulatus (lbr.) Isch. Anaplanisporites baccatus (Hof.) Smith, Butt. Lophosphaeridium finitimus Isch. Azonomonoletes vulgaris (lbr.) Luber Retusatrilletes cf. sp. A. Higgs. Convolutispora sp. Pustulatisporites cf. gibberosus Playf. Pulvinispora scolacophora Isch. Perotriletes magnus Hugh. Playf. Auroraspora cf. panda Turnau
				M5	Apiculiretusispora multiseta (Luber) Butt. Apiculiretusispora cf. multiseta (Luber) Butt. Apiculiretusispora sp. 1 Cyclogranisporites cf. commodus Playf. Dictyotriletes submarginatus Playf. Leiotriletes ornatus Isch. cf. Dictyotriletes cheveniensis Playf. Dictyotriletes sp. A. Neoraistrickia sp. Reticulatisporites crassus Winslov Acanthotriletes multiseptus (Lele) Pot. Kr. Reticulatisporites cf. rudis Staplin Auroraspora sp. Trematozonotriletes irregularis (Andr.) Isch. Knoxisporites sp. Apiculiretusispora sp. 2 Densosporites sp. Punctatisporites sp. Multiplicisphaeridium sp. 1 Multiplicisphaeridium sp. 2 Baltisphaeridium sp. 1 Baltisphaeridium sp. 2 Baltisphaeridium sp. 3 Baltisphaeridium sp. 4 Baltisphaeridium sp. 5 Michystridium sp. 1
				M6	Pulvinispora depressa Balme Hasel Cf. Speleotriletes Knoxisporites sp. Apiculiretusispora multiseta (Luber) Butt. Dictyotriletes submarginatus Playf. Granulatisporites frustulensis Balme Hasel Convolutispora crassa Playf. Apiculiretusispora sp. Schulzospora rara Kos. Pustulatisporites cf. gibberosus Playf. Anulatisporites anulatus (Loose) Pot. Kr. Anaplanisporites baccatus (Hofm. Stapl.) Smith Butt. Dictyotriletes falsus Pot. Kr. Planisporites conspersus Playf. Baltisphaeridium sp. 1 Baltisphaeridium sp. 2 Multiplicisphaeridium sp. 1 Plankton incertae sedis
				M4	Apiculiretusispora sp. Verrucosisporites nitidus (Naum.) Playf. Verrucosisporites sp. Schulzospora rara Kos. Florinites sp. Baltisphaeridium sp.





## Literatúra

- ABÓNYI, A. 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slov.* 3, 12—13, Spišská Nová Ves, 319—342.
- BAJANÍK, Š.—GREGOR, T.—HANZEL, V.—IVANIČKA, J.—MELLO, J.—PRISTAŠ, J.—REICHWALDER, P.—SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1979: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria (1:50 000). *Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- BOUČEK, B.—PŘIBYL, A. 1960: Revise tribolitů slovenského svrchního karbónu. *Geol. Práce, Správy* 20, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—49.
- KANTOR, J.—ĐURKOVIČOVÁ, J. 1980: Rádiometrické vky vybraných erupčných hornín Západných Karpát. Manuskript — archív *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- KOZUR, H.—MOCK, R.—MOSTLER, H. 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochťiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A) *Geol. Paläont. Mitt.* Bd. 6, 1, Innsbruck, 1—29.
- MÍŠK, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied* IV, 3—4, Bratislava, 557—584.
- PLANDEROVÁ, E. 1982: The first find of Visén microflora in Gemerides in Slovakia. *Západné Karpaty, sér. paleont.* 8, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 111—126.
- ŠUF, J. 1936: Príspevek k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 10, Praha, 143—184.
- 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.—VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. *Geol. Práce, Správy* 78, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 169—194.

Š. Bajaník—E. Planderová

### Stratigraphic position of Lower part of Ochťiná Formation between Magnezitovce and Magura

#### Summary

The authors deal with the area in the SE part of the Gemericum. The studied rock complex on the contact between the Gemericum and the Veporicum was formerly ranged to the Early Paleozoic or to the Carboniferous. The complex is in the basement of the paleontologically evidenced magnesite Carboniferous and its study is practically and theoretically significant.

The entire rock complex is generally dipping southwards. As for lithology, the lower part of the complex consists mostly of metamorphosed conglomerates and sandstones. The upper part is represented by the sandy-clayey facies with local bituminous substance and scarce carbonate intercalations. Basic volcanism (metabasalts) was sporadically activated, associated with basic volcanoclastic rocks.

The Tournai-Viséan stratigraphic range of the studied rock complex was determined on the basis of palynomorph assemblages. It is in accordance with the geologic position, conformable overlying rocks of paleontologically proved Upper Viséan — Namurian age.

#### Explanations of Figures

Fig. 1 Schematic Geological Map of Area E of Magnezitovce. Compiled by Š. BAJANÍK 1983.  
1 — alluvium, 2 — slope debris and loams, 3 — metamorphosed sandstones with intercalations of fine-grained conglomerates, 4 — conglomerates with layers of metamorphosed sandstones, 5 —

metamorphosed sandstones, 6 — graphite-quartz phyllites, 7 — antigorite serpentinite, 8 — metabasalt tuffs and tuffites, 9 — metabasalts, 10 — light crystalline limestones, 11 — carbonates metasomatically altered into magnesites, (3—11 Gemicum Ochtiná Formation — Carboniferous), 12 — arcose schists with intercalations of grey-green phyllite schists, 13 — quartz-graphite schists (12—13 Veporicum, Rimava Formation — Permian), 14 — boundaries of rocks and formations, 15 — overthrust lines, 16 — faults, 17 — bed schistosity, 18 — foliation, 19 — fold axes, 20 — localization of samplex containing palynomorphs.

Fig. 2 Geological cross section of the ridge Magura-háj. Hrádok. Explanations like in Fig. 1.  
Fig. 3 Age of sediments.

Explanations of photographic plates (XIII—XVII; magn. 1000×).

Pl. XIII

- 1—2 *Punctatisporites gibberosus* (HACO.)? PLAYF., sample M1
- 3 *Anapiculatisporites* cf. *largus* PLAYF., sample M1
- 4—5 *Murospora* sp., sample M2
- 6 *Auroraspora* cf. *solitortus* HOFFM., sample M2
- 7 *Densosporites variomarginalis* PLAYF., sample M2
- 8 *Tetraporina glabra* NAUM, sample M2

Pl. XIV (sample M2)

- 1 *Cadiospora abrupta* PLAYF.
- 2 *Lophotriletes finitimus* ISCH.
- 3 *Leiotriletes* sp.
- 4 *Leiotriletes tribullatus* (IBR.) ISCH.
- 5 *Euryzonotriletes modicus* ISCH.
- 6 *Perotriletes magnus* HUGH. PLAYF.
- 7 *Pustulatisporites* cf. *gibberosus* PLAYF.
- 8 *Retusotriletes* cf. sp. A. HIGGS.

Pl. XV (sample M5S)

- 1 *Leiotriletes ornatus* ISCH.
- 2 *Cyclogranisporites* cf. *commodus* PLAYF.
- 3 *Punctatisporites* sp.
- 4 *Trematozonotriletes irregularis* (ANDR.) ISCH.
- 5 *Cyclogranisporites* cf. *commodus* PLAYF.
- 6 *Apiculiretusispora multisetata* (LUBER) BUTT.
- 7 *Densosporites* sp.
- 8 *Apiculiretusispora* sp.
- 9 *Dictyotriletes* sp. A
- 10 *Acantotriletes multiseptus* (LELE) POT. KR.
- 11 *Micrhystridium* sp.
- 12 *Baltisphaeridium* sp.
- 13 *Raistrickia* sp.
- 14 *Baltisphaeridium* sp.
- 15 *Baltisphaeridium* sp.

Pl. XVI (sample M5)

- 1 *Multiplicisphaeridium* sp.
- 2 *Baltisphaeridium* sp.
- 3 *Baltisphaeridium* sp.



- 4 *Micrhystridium* sp.
- 5 *Baltisphaeridium* sp.
- 6 *Multiplicisphaeridium* sp.
- 7 *Baltisphaeridium* sp.
- 8 *Multiplicisphaeridium* sp.
- 9—10 *Acritarcha* indet.

Pl. XVII

- 1 *Dictyotriletes falsus* POT. KR. sample M6
- 2 cf. *Knoxisporites* sample M6
- 3 *Anaplanisporites baccatus* (HOFFM.) SMITH BERTH. sample M6
- 4 *Planisporites conspersus* PLAYF. sample M6
- 5 *Verrucosisporites nitidus* (NAUM.) PLAYF. sample M4
- 6 *Punctatisporites* cf. *gibberosus* PLAYF. sample M6
- 7 *Pulvinisporites depressa* BALME HASEL, sample M6
- 8 *Florinites* sp., sample M6
- 9 *Dictyotriletes submarginatus* PLAYF., sample M6
- 10 *Incertae sedis*, sample M5
- 11 Spores of sponges.

Preložila: E. Jassingerová

Vysvetlivky k fotografickým tabulkám XII—XVII (zväčš. 1000×)

Tab. XIII

- 1—2 *Punctatisporites gibberosus* (HACQ.) PLAYF. vz. M1
- 3 *Anapiculatisporites* cf. *largus* PLAYF. vz. M1
- 4—5 *Murospora* sp. vz. M2
- 6 *Aurospora* cf. *solitortus* HOFFM. vz. M2
- 7 *Densosporites variomarginalis* PLAYF. vz. M2
- 8 *Tetraporina glabra* NAUM. vz. M2

Tab. XIV (vz. M2)

- 1 *Cadiospora obrupta* PLAYF.
- 2 *Lophotriletes finitimus* ISCH.
- 3 *Leiotriletes* sp.
- 4 *Leiotriletes tribullatus* (IBR.) ISCH.
- 5 *Euryzonotriletes modicus* ISCH.
- 6 *Perotriletes magnus* HUGH. PLAYF.
- 7 *Pustulatisporites* cf. *gibberosus* PLAYF.
- 8 *Retusotriletes* cf. sp. A. HIGGS.

Tab. XV (vz. M5)

- 1 *Leiotriletes ornatus* ISCH.
- 2 *Cyclogranisporites* cf. *commodus* PLAYF.
- 3 *Punctatisporites* sp.
- 4 *Trematozonotriletes irregularis* (ANDR.) ISCH.
- 5 *Cyclogranisporites* cf. *commodus* PLAYF.
- 6 *Apiculiretusispora multiseta* (LUBER) BUTT.
- 7 *Densosporites* sp.
- 8 *Apiculiretusispora* sp.
- 9 *Dictyotriletes* sp. A
- 19 *Acantotriletes multiseptus* (LELE) POT. KR.
- 11 *Micrhystridium* sp.

- 12 *Baltisphaeridium* sp.
- 13 *Raistrickia* sp.
- 14 *Baltisphaeridium* sp.
- 15 *Baltisphaeridium* sp.

Tab. XVI (vz. M5)

- 1 *Multiplicisphaeridium* sp.
- 2 *Baltisphaeridium* sp.
- 3 *Baltisphaeridium* sp.
- 4 *Micrhystridium* sp.
- 5 *Baltisphaeridium* sp.
- 6 *Multiplicisphaeridium* sp.
- 7 *Baltisphaeridium* sp.
- 8 *Multiplicisphaeridium* sp.
- 9—10 *Acritarcha* indet.

Tab. XVII

- 1 *Dictyotriletes falsus* POT. KR. vz. M6
- 2 cf. *Knoxisporites* vz. M6
- 3 *Anaplanisporites baccatus* (HOFFM.) SMITH BERTH. vz. M6
- 4 *Planisporites conspersus* PLAYF. vz. M6
- 5 *Verrucosisporites nitidus* (NAUM.) PLAYF. vz. M4
- 6 *Punctatisporites* cf. *gibberosus* PLAYF. vz. M6
- 7 *Pulvinisporites depressa* BALME HASEL vz. M6
- 8 *Florinites* sp. vz. M6
- 9 *Dictyotriletes submarginatus* PLAYF. vz. M6
- 10 *Incertae sedis* vz. M5
- 11 Spóry húb

Oto Miko—Eva Planderová—Anna Vozárová

## Vymedzenie mladopaleozoických metasedimentov v kryštaliniku krakľovského pásma veporíd (Horehronské podolie)

1 obr. v texte, 1 fotogr. tabuľka (XVIII), anglické resumé

**Abstract.** In the area of the Horehronské podolie (valley) the northern slopes of the Slovenské rudohorie (ore mountains) consist mostly of crystalline rocks of the Krakľová zone or of the Hron complex of the Veporicum. Formerly the rocks were mostly regarded as diaphthorites after older, intensely regionally metamorphosed rocks.

Detailed lithologic-petrographical study and palynological analysis show that among crystalline rocks are also Upper carboniferous — Lower Permian metasediments. Preserved identifiable palynomorphs and relic fabric of the rocks, and mineral associations of metamorphites are indicative of the low degree of their metamorphosis (greenschist facies).

### Úvod

Oblasť Horehronského podolia, ktoré sa rozprestiera medzi Slovenským rudohorím a východnou časťou Nízkych Tatier sa vyznačuje zložitou geologickou stavbou. Po oboch stranách údolia Hrona sú prítomné horniny kryštalinika tzv. krakľovského a kráľovohoľského pásma veporíd (v zmysle starších členení), resp. hronského a kráľovohoľského komplexu, a tiež komplexu beňušských pararúl (podľa A. KLINCA 1966). Vystupujú tu aj mladopaleozoické a mezozoické jednotky. Objasnenie zložitých štruktúrno-tektonických vzťahov jednotlivých komplexov sťažilo ich prekrytie terciérnymi sedimentmi a kvartérom.

Palinologická analýza hornín z niektorých komplexov kryštalinika, ktoré vystupujú vo východnej, veporidnej časti Nízkych Tatier severne od Beňuša až Polomky a SV od Kráľovej hole, priniesla v minulosti pozitívne výsledky (A. KLINEC—E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1975; E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977; Š. BAJANÍK—A. BIELY—O. MIKO—E. PLANDEROVÁ 1979; E. PLANDEROVÁ 1980, 1982). To nás priviedlo na myšlienku pokúsiť sa pomocou palinológie stanoviť tiež vek hornín ďalších „problematických“ komplexov, ktoré ležia južne od rieky Hron, v Slovenskom rudohorí.

## Geologická stavba územia

### Predstrednokarbónske jednotky

Priebeh hlavných štruktúrnych pásiem kryštalinika je v študovanej oblasti šikmý (JZ—SV) vzhľadom k z.-v. polohe vlastného údolia Hrona (obr. 1). Južnejšie umiestnená kráľovohorská zóna veporidného kryštalinika je od severnejšie ležiacej krakovskej, oddelená pohorelskou líniou (V. ZOUBEK 1956). Krakovské kryštalinikum systematickejšie študoval najmä D. KUBÍNY (1958), ktorý v ňom vyčlenil v smere od juhu k severu tri pásma: 1. pásmo fylonitov; 2. pásmo svorových diafторitov; 3. pásmo kremitých pararúl a ich diafторitov. Uvedená schéma vyjadrovala predstavu autora (1. c.), podľa ktorej pôvodne jednotné krakovské kryštalinikum, budované prevažne horninami postihnutými regionálnou premenou vyššieho stupňa (ruly, migmatity), bolo smerom k juhu stále intenzívnejšie tektonodeformačne porušené. Najsevernejšie, v údolí Hrona vystupujúce pásmo kremitých pararúl považoval D. KUBÍNY (1. c.) za najmenej porušené; v strednom pásme boli horniny intenzívnejšie postihnuté deformáciou a v najjužnejšom úplne deštruované a rekryštalizované až za vzniku fylonitov. Najväčšiu šírku dosahuje „fylonitové pásmo“ krakovského kryštalinika v území južne od Beňuša a ďalej na východ sa postupne zužuje, až tektonicky úplne redukované končí južne od Heľpy. Pásmo „svorových diafторitov“ dosahuje maximálnu šírku 2 km a končí južne od Pohorelej.

V neskoršom období A. KLINEC (1966) podstatne zjednodušil uvedenú schému D. KUBÍNYHO (1958) tým, že väčšinu uvedených pásiem krakovského kryštalinika v Slovenskom rudohorí i vo východnej časti Nízkyh Tatier zahrnul do ním definovaného hronského komplexu. Len pásmo kremitých alebo beňušských pararúl (1. c.; tiež in A. KLINEC a kol. 1973) uvádza spomínaný autor samostatne. Hronský komplex, budovaný v prevažnej miere horninami postihnutými premenou nižšieho stupňa, považuje za tektonické podložie, ktoré sa nachádza pod vyššie, v príkrovej pozícii ležiacom kráľovohorským komplexom. Tým sa zmenilo i poňatie pohorelskej línie, rozdeľujúcej obidva komplexy. Uvedený autor (1971) subhorizontálne orientovanú, zvlnenú tektonickú plochu príkrovovo-násunového charakteru, ktorá oddeľuje veporidné komplexy, označil názvom rimavská porucha. A. KLINEC (1966) tiež upozornil, že horniny komplexu kremitých rúl, resp. série beňušských pararúl (in A. KLINEC a kol. 1973) ležia v tektonickej pozícii na svojom nižšie metamorfovanom podklade, na fylitoch a svoroch hronského komplexu. Predpokladal, že hronský komplex v tejto časti vytvára synklinálu a ruly ležia v jej jadre. Spolu s horninami komplexu Hladomornej doliny ich považoval za staropaleozoické.

Vek metamorfovaných hornín veporidného kryštalinika bol v minulosti zväčša chápaný ako predkambrický a horniny typu fylitov — fylonitov a svorov boli považované za diafторity. Iba niektorí autori (napr. V. ZOUBEK 1936; A. KLINEC 1966, 1973) uvažovali o možnom mladšom veku pôvodných metasedimentov. V poslednom desaťročí použitie metódy palinologickej analýzy prinieslo viaceré dôkazy o staropaleozoickom (silúrsko — sp. karbónskom) veku veporidného kryštalinika v oblasti Nízkyh Tatier (A. KLINEC—Ě. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1975; E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977; Š. BAJANÍK—A. BIELY—O. MIKO—E. PLANDEROVÁ 1979).

Kremité ruly z lomu SV od Brezna sú podľa O. ČORNEJ—L. KAMENICKÉHO (1976) silúrsko-devónskeho veku; sericitické fylony z údolia severne od Bravčova boli označené ako devónske až karbónske. Tiež z južnej časti veporíd viacerí autori spomínajú mladopaleozoické horniny (napr. A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1982).

Dosiaľ len ojedinelé údaje sa dotýkajú veku hornín z územia, ktoré leží južne od Hrona, príahlej časti Slovenského rudohoria. Na základe zistenej prítomnosti organických zvyškov v horninách kryštalinika kráľovohoľskej zóny z údolia JV od Polomky (dolina Volchovo?) uvádzajú O. ČORNÁ—L. KAMENICKÝ (l. c.) ich devónsko-karbónsky vek. E. PLANDEROVÁ (in: E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977) zistila, že časť hornín, ktoré vystupujú JZ od Heľpy a pôvodne boli považované za permské bridlice, je potrebné v skutočnosti zaradiť do vrchného silúru až spodného devónu. Po doplnujúcom štúdiu uvedená autorka (1978) konštatovala, že v profile zárezu cesty JZ od Heľpy sú v horninách prítomné palinomorfy staršie i mladšie. V spoločenstve starších palinomorf — vrchnodevónskeho až spodnokarbónskeho veku — boli zistené nasledovné druhy: *Auroraspora macra*; *Retusotriletes* sp. A; cf. *Emphanisporites*; *Hymenozonotriletes* cf. *praetervisus*; *Hymenozonotriletes lepidophytus*; *Samarisporites* sp.; *Reticulatisporites pseudopapillatus*; *Vestispora* cf. *laevigata*; *Punctatisporites orbicularis*; *Densosporites* sp.; *Indet. sporae*; cf. *Vallatisporites*; *Cingulizonates landesii* a *Veryhachium* sp. Mladšie spoločenstvo, reprezentované rodmi *Schulzospora* sp.; *Cordaianthus* sp.; *Pityosporites* a *Triquitrites* sp. náleží spodnému až strednému karbónu (namúru). V horninách neboli nájdené žiadne formy patriace k vrchnému karbónu alebo permu. Na základe vyššie uvedených zistení koreluje autorka (l. c.) túto lokalitu s predtým opísanou (1975) z Bacúšskej doliny.

### Mladšie paleozoikum a mezozoikum

Okrem kryštalinika sú v študovanej oblasti prítomné i mladopaleozoické a mezozoické jednotky. Už V. ZOUBEK (1935) spomína tzv. heľpsko-pohorelský mezozoický ostrov, ktorý neskôr detailnejšie opísali V. ZOUBEK—A. GOREK (1953). Spomenutí autori uvádzajú na báze prítomné „verukánske arkózy“, ktoré podľa nich spočívajú v pôvodnej transgresívnej polohe na kryštaliniku zóny Kráľovej hole. U mezozoika (kvarcitu spodného triasu) konštatovali jeho neistú tektonickú príslušnosť. Ako alternatívu uviedli, že by mohlo byť sedimentárnym obalom pásma na rozhraní dvoch veporidných zón kryštalinika a že bolo odtrhnuté a čiastočne presunuté. Podľa D. KUBINYHO (1958) permské verukáno vystupuje v pruhu dlhom asi 11 km od Polomky až po údolie Rakov JV od Heľpy. Je zavrásnené výlučne v krakľovskom kryštaliniku a predstavuje spolu s mezozoikom jeho sedimentárny obal. A. BIELY (1961, 1962) považoval heľpianske mezozoikum za ekvivalentné mezozoiku série Veľkého Boku, t. j. za autochtónny, resp. paraautochtónny sedimentárny, silne zvrásnený obal krakľovskej subzóny. J. VOZÁR (1965) ho koreluje s obalom ľubietovského pásma veporíd a tzv. föderáta sériou.

Nové poznatky o permu a heľpianskom mezozoiku uvádzajú A. KLINEC—J. VOZÁR (1971; tiež in A. KLINEC a kol. 1971). Okrem výskytov permu v auto-

chtónnej pozícii v známom pruhu medzi Polomkou a Heľpou zistili izolované výskyty permských hornín južne i severne od Hrona, ktoré na základe litologicko-petrografickej charakteristiky vyššie spomenutí autori (i.c.); tiež A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1978; V. M. HOLUB—J. VOZÁR a kol. 1981) považujú za súčasť chočskej jednotky. Podľa ich zistenia súvrstvie obsahuje droby, drobové a fylitické bridlice, kremité droby, bázické efuzíva (melafýry) a ich tufy a tufity, ako aj žilné „dioritové porfýry“. Mezozoikum heľpianskeho ostrova je podľa uvedených autorov v tektonickom styku s vyše uvedeným permským súvrstvom. Týmto bol „heľpiansky ostrov“ rozčlenený na dve tektonické jednotky. Nevyjasnenými problémami pozície permu a mezozoika sa zaoberá aj A. BIELY (1978). Opätovne zdôrazňuje analógiu mezozoického komplexu so sériou Veľkého Boku a zdôvodňuje ju tiež autochtónnou pozíciou v nadloží kryštalinika a v podloží chočského príkrovu (najmä SZ od Heľpy).

### Charakteristika študovaných vzoriek

Ako sme vyššie uviedli, názory na geologickú stavbu študovaného územia, pozíciu jednotlivých komplexov kryštalinika i mladšieho paleozoika, ich vek a litologické zloženie sú dosiaľ rôzne. Na detailné petrografické štúdium a pre palinologickú analýzu boli odobraté (O. Miko) vzorky z hornín, ktoré sa nachádzajú v oblasti medzi riekou Hron a pohorelskou líniou, t. j. z krakovského kryštalinika, resp. hronského komplexu veporíd. Niekoľko vzoriek je i z komplexu, ktorý patrí pravdepodobne k mladšiemu paleozoiku. Pre upresnenie uvádzame lokalizáciu odobraných oporných vzoriek a u vzoriek, z ktorých bol stanovený vek, aj ich petrografickú charakteristiku:

Vzorka č. 1. (378) Dolina južne od Beňuša (časť Pôbišovo); 450 m SZ od k. 680 m; čiastočne zasutené odkryvy vo východnom svahu údolia. Drobnozrná granáticko-biotická rula.

Vzorka č. 2. (381) Údolie južne od Beňuša, vzorka odobraná asi 200 m južnejšie od lok. 1, vo východnom svahu údolia — odkryv o veľkosti 12 × 3 m. Metadroba (perm?).

Vzorka č. 3. (421) Dolina južne od Beňuša; odkryv — zárez cesty v západnej strane údolia; 800 m SV od k. 931 m. Chloriticko-sericitický fylit, intenzívne tektonodeformačne porušený.

Vzorka č. 4. (419) Dolina južne od Beňuša; odkryv v záreze lesnej cesty 1100 m SSZ od Michefovej (k. 1149 m) — východný svah údolia. Granáticko-muskoviticko-biotitická rula, čiastočne diafortitizovaná.

Vzorka č. 5. (385) Zamrzlá dolina JV od Beňuša, odkryv v západnej strane údolia, 1300 m SSV od Michefovej (k. 1149 m). Chloriticko-(muskoviticko) albitický fylit.

Vzorka č. 6. (382) Dolina Veľkého zeleného potoka; odkryvy pri ceste vedúcej do doliny Malozeleného potoka; 300 m JZ od k. 640 m. Intenzívne diafortitizovaná hornina, pôvodne amfibolická rula.

Vzorka č. 7. (383) Dolina Petrikovo; odkryv vo východnom svahu údolia pri priepusti, 350 m východne od k. 730 m. Albiticko-chloriticko-sericitický fylit.

Vzorka č. 8. (384) Dolina Petrikovo, odkryv v záreze cesty vystupujúcej do východného svahu údolia pri moste — k. 728 m. Biotiticko-chloriticko-sericitický fylit, intenzívne tektonodeformačne porušený.

Hornina je šedozelenej farby, s výrazne bridličnatou textúrou a s nerovnými, mierne zvlennými foliačnými plochami. Je v nej zastúpené charakteristické minerálne spoločenstvo: kremeň, muskovit — sericit, chlorit, v malom množstve tiež biotit a zo živcov albit a mikroklin. Minerály sú usporiadané do nerovnomerne zrnitej heteroblastickej, lepidogranoblastickej štruktúry. Uvedená minerálna asociácia je typická pre metamorfnú fáciu zelených bridlic a vznikla pri regionálnej strednotlakovej premene pôvodne pelitických alebo kremeň-živcových sedimentov. Okrem toho sú v hornine hojne prítomné tabuľkovité kryštály hematitu usporiadané paralelne s plochami bridličnatosti, ako aj turmalín. Xenoblasty živcov

majú miestami vo svojich stredových častiach zachované pôvodné klastické zrná obaľované opakovými minerálmi. Po okrajoch blasticky dorastajú za tvorby lemov toho istého mineralogického zloženia.

Vzorka č. 9. (428) Vrchol Bučníka (905 m); 1500 m JJV od Polomky; úlomky hornín v okolí vrcholovej kóty. Muskoviticko-biotitická svorová rula (?) s granátom.

Vzorka č. 10. (377) Dolina Volchovo, 200 m JV od k. 640 m; zasutené odkryvy vo východnom svahu údolia, popri ceste. Kremitá metadroba (perm).

Vzorka č. 11 (374) Dolina Volchovo, 180 m SSZ od k. 651 m; v blízkosti vedenia vysokého napätia; odkryv pri ceste. Muskoviticko-biotitická svorová rula.

Vzorka č. 12. (386) Dolina Volchovo, odkryvy v záreze cesty 400 m V od k. 795 m. Biotiticko-muskovitický svor.

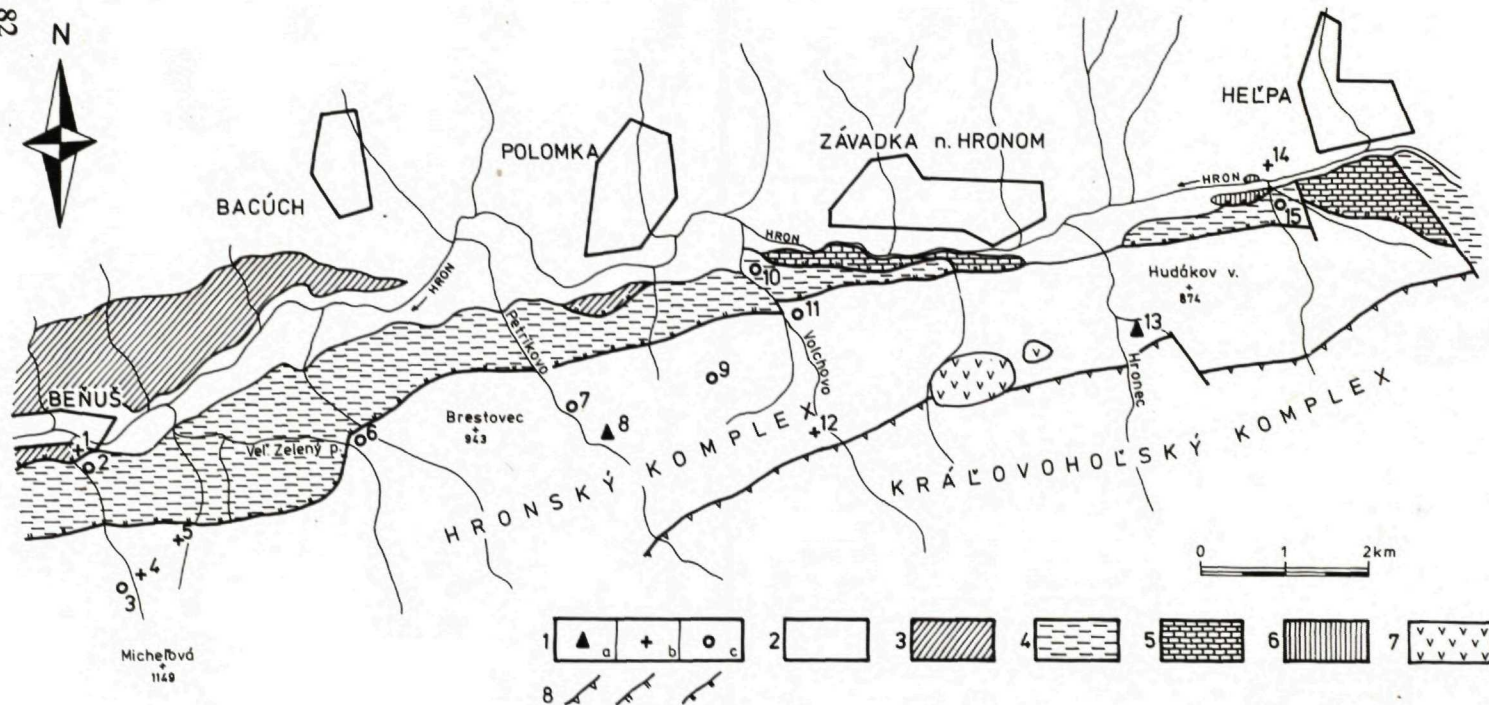
Vzorka č. 13. (399) Dolina Hronca JV o Závadky n. Hronom; 150 m SVV od k. 638 m; odkryv vo svahu pri sútoku Hronca s Hrončokom. Metakonglomerát (resp. metadroba?) so základným matrixom typu albiticko-chloriticko-biotiticko-sericitického fylitu.

Hornina je silne tlakovo deformovaná, zodpovedajúca zrnitostne až zlepencom. Textúra je chaotická, s tmavými, silne porušenými, rôzne ohýbanými fragmentmi hornín o veľkosti až niekoľko centimetrov, ktoré ležia vo svetlejšie sfarbenej sivožltónazelenalej ostatnej hmote. Štruktúra horniny je lepidogranoblastická, nerovnomerne zrnitá, bez známk jednotného štruktúrneho usporiadania. Pôvodný sediment bol pravdepodobne zložený z úlomkov svorov a svorových rúl. V reliktoch zostalo zachovalé prvotné štruktúrne usmernenie minerálov. Úlomky boli spolu so základnou hmotou zlepencom deformované a metamorfne zmenené za podmienok fácie zelených bridlíc, pričom časť minerálnej asociácie pôvodných úlomkov metamorfovaných hornín zostala v rovnovážnom stave i za nových pT podmienok. Predovšetkým živce predstavujú časť reliktovej. Sú zhlukovite usporiadané a rôzne orientované, tak ako boli usporiadané v pôvodných fragmentoch. Biotit je zachovaný iba v reliktoch, väčšinou skoro úplne rozložený. Jeho originálne obmedzenie je často naznačené iba koncentraciami opakovaných minerálov. Muskovit je v úlomkoch zachovaný len čiastočne. Obvykle je rekryštalizovaný na agregát jemnozrnnejšieho sericitu, ktorý má celkom odlišné štruktúrne usporiadanie. Pôvodná základná hmota je metamorfne rekryštalizovaná za vzniku hlavnej minerálnej asociácie kremeň + sericit + chlorit, ktorá je doprevádzaná menším množstvom biotitu a albitu. Bežne sú v tejto vzorke prítomné aj tabuľkovité kryštály hematitu.

Vzorka č. 14. (401) Juhozápadne od Hefpy, odkryv 30 m severne od št. cesty; 200 m SSV od k. 628 m. Sivonazelenalá laminovaná (albiticko-)sericiticko-karbonátická bridlica (perm).

Vzorka č. 15. (416) Juhozápadne od Hefpy, južne od Hrona, lom na východnej strane údolia 400 m JV od k. 628 m. Fylity a metabázity (devón).

Petrografické štúdium hornín ukázalo, že prevažne ide o metasedimenty s lokálne zachovanými reliktnými pôvodnými textúrami a štruktúrami. Dôkazom ich nízkeho stupňa premeny sú v prvom rade v nich prítomné minerálne asociácie. Nízkometamorfná minerálna asociácia kremeň + muskovit + chlorit + albit (resp. mikroklin), doprevádzaná biotitom, vzniká z pelitových a kremeň-živcových sedimentov v podmienkach fácie zelených bridlíc. Vznik biotitu úzko súvisí s chemickým zložením východiskového materiálu (obsah  $Fe^{3+}$  a  $K_2O$ ). Pri nízkotlakovom type metamorfnej premeny biotit vzniká už pri počiatkovej rekryštalizácii sedimentu na rozdiel od barrovianskeho typu regionálnej premeny, kde je tvorba biotitu až pri relatívne vyššie temperovanej časti fácie zelených bridlíc — za podmienok biotitovej izogrady (pre ktorú je typickým minerálom). Podľa údajov J. D. MATHERA (1970) v oblasti Škótskej vysočiny, ktorá je klasickým terénom pre tento typ premeny, k vzniku biotitu v metadrobách došlo za nižších teplôt ako v metapelitoch. Metadroby zrejme svojím zložením predstavovali vhodnejší východiskový materiál pre vznik biotitu. To by bolo zároveň jedným z možných vysvetlení, prečo v metasedimentoch dosahujúcich stupňom premeny takmer biotitovú izogradu (350—400 °C — podľa A. MIYASHIRA 1973; H. G. F. WINKLERA 1974 ai.) zostali zachované organické zvyšky. Tie sú v nami študovaných vzorkách hnedej farby, iba s miestami prítomnými



Obr. 1 Lokalizácia palinologicky analyzovaných vzoriek zo severnej časti Slovenského rudohoria, južne od rieky Hron (schéma geologickej stavby prevzatá z mapy A. KLINCA 1976). Vysvetlivky: 1a—zistená prítomnosť identifikovateľných organických zvyškov vo vzorke; 1b—zistená prítomnosť zväčša neurčiteľnej organickej hmoty; 1c—prítomnosť organickej hmoty nezistená 2—kryštalikum veporíd vcelku (hronský a kráľovohorský komplex); 3—„beňušské“ paraly; 4—permický vulkanicko-sedimentárny komplex—obal; 5—mezozoikum—obal; 6—mladšie paleozoikum hronika; 7—treťohorné andezity; 8—významné tektonické línie: a—pohorelská línia; b—prešmyky; c—násun hronika



grafitickými škvrnami, čo je tiež prejavom nízkeho stupňa ich premeny. K nepriamym dôkazom metamorfózy nízkeho stupňa patrí aj hojná prítomnosť turmalínu v niektorých študovaných metasedimentoch. Uvedené fakty vyvracajú staršie názory, podľa ktorých horniny budujúce krakovské pásmo veporíd predstavujú diafctority rôzneho stupňa retrográdnej premeny po starších, vyššie (- kata) metamorfovaných horninách.

### Palinologické zhodnotenie

Zo súboru vzoriek odobraných v oblasti medzi Beňušom a Hefpou, južne od rieky Hron (obr. 1), bola v 7-ich zistená prítomnosť organických zvyškov. Okrem jednej vzorky (č. 14), ktorá evidentne náleží k permu, takmer všetky ostatné pozitívne vzorky sú z krakovského kryštalinika, resp. hronského komplexu veporíd; jedna vzorka (č. 1) je z tzv. komplexu beňušských pararúl. Na organické zvyšky pozitívne vzorky č. 4, 5, 8, 12 a 13 pochádzajú z centrálnej, resp. južnej časti D. KUBÍNÝM (1958) vyčleneného pásma fylonitov. Na druhej strane vzorky zo severnejšie vystupujúceho pásma tzv. svorových diafctoritov (č. 6, 9 a 11), rovnako ako zo severnej časti pásma fylonitov (č. 3 a 7), boli všetky negatívne. Je zaujímavé, že vo vzorkách odobraných z pásma permských metasedimentov (č. 2, 10 a 15) neboli nájdené žiadne organické formy, iba vo vzorke č. 14 boli zistené zostatky starších, preplavených organických zvyškov.

V dvoch vzorkách (č. 8 a 13) umožnila hojnosť dobre zachovaných organických foriem ich presnú identifikáciu (tab. XVIII). Boli v nich zistené nasledovné spoločenstvá palinomorf:

Vzorka č. 8 z doliny Petríkovo obsahuje palinomorfy druhov: *Knoxisporites* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Crassispora ovalis* BHARADW. rozšírené v karbóne až spodnom perme; *Punctatisporites minutus* (KOS.) ALP., *Punctatisporites punctatus* ALP., *Gnetaceaepollenites* sp. a *Densosporites aff. triangularis* Kos. známe zo stefanu až autunu. Pre perm je typický rod *Granulatisporites micronodus* BALME HENN., a hlavne pre autun *Cordaitina* sp. Počiatok výskytu bisakkátnych spór je vo westfále, ale hlavné rozšírenie majú až v perme. Okrem vyššie uvedených rodov a druhov bolo vo vzorke zistené množstvo poškodených, neurčitelných palinomorf, ktoré dopĺňujú poznatok o hojnom zastúpení organického materiálu v študovaných metasedimentoch. Farba organických zvyškov vrátane palinomorf bola prevažne hnedá, miestami na povrchu exiny boli grafitické povlaky.

Vo vzorke bol okrem spomínaných autochtónnych palinomorf zistený aj druh planktónu, ktorý patrí do skupiny *Acritarcha* — *Pulvinosphaeridium cf. parvum* LOEBL., preplavený zo staršieho paleozoika.

Vzorka č. 13 od sútoku Hronca s Hrončokom, JV od Závadky nad Hronom. Zloženie palinomorfnej asociácie je nasledovné: rody *Lycospora pusilla* ALP., *Punctatisporites cingulatus* ALP. a *Schopfipollenites* sp. sú známe zo stefanu; vo vrchnom karbóne sú bežné druhy rodu cf. *Camptotriletes*. Rozšírenie druhov rodu *Cordaitina* je od stefanu až po spodný perm; *Calamospora* sp. má široký vekový diapazón. Zistené druhy *Leiotriletes directus* BALME HENN. a *Lycospora imperialis* JANS. sú z permu. V asociácii sa nachádzajú tiež bisakkátne peľové zrná *Illinites*

*unicus* Kos. zo stefanu až spodného permu, ako aj charakteristické druhy *Illinites* sp., *Klausipollenites* sp., *Lueckisporites* sp. a *Klausipollenites schaubergeri* JANS. Podobne ako u predošlej vzorky farba palinomorf je hnedá, miestami s tmavými grafitickými škvrnami. Asociácie palinomorf sú podobné ako druhy opísané autorou z ľubietovského permu a z lok. Jarabá.

Vo vzorke z poslednej lokality sa našli aj planktonické formy *Cymatiosphaera* sp. ako aj iné, preplavené zo staršieho paleozoika.

Prítomnosť identifikovateľných organických zvyškov bola zistená aj v ďalších dvoch vzorkách. Vzorka č. 14. z odkryvu pri št. ceste JZ od Heľpy obsahuje ojedinele staropaleozoické palinomorfy, u ktorých je stupeň grafitizácie podstatne vyšší ako u predchádzajúcich vzoriek. Predpokladáme, že ide o preplavenú palinofloru. Vo vzorke č. 15. z lomu JZ od Heľpy, v doline pod Uhliskom, boli identifikované palinomorfy, ktoré patria k planktonickým formám druhu *Cymatiosphaera pentaster* STAPLIN z devónu; ostatné palinomorfy boli neurčiteľné. Táto nová lokalita beprostredne nadväzuje na profil už predtým palinologicky spracovaný E. PLANDEROVOU (1978). Posledné dve vzorky majú iba informatívny význam. Okrem nich bola zistená prítomnosť neurčiteľných organických zvyškov aj v niektorých ďalších vzorkách (obr. 1).

## Diskusia — záver

Prítomnosť staropaleozoických organických zvyškov v niektorých vzorkách nie je prekvapujúca, pretože sú, ako sme už uviedli, známe z minulosti z viacerých lokalít. Z územia južne od Hrona je dobre charakterizovaný profil zo zárezu starej cesty JZ od Heľpy (E. PLANDEROVÁ 1978) s výskytmi palinoflóry známej od devónu až po vrchný karbón.

V zložitej vrásovo-prešmykovej geologickej stavbe študovaného územia, ktorá je navyše komplikovaná zlomovou tektonikou, sa vyskytujú i mladopaleozoické sedimenty. Od staropaleozoického nižšie metamorfovaného kryštalinika sú odlišiteľné predovšetkým na základe ich litologického zloženia, keďže ide v prevahe o metamorfované hrubozrnné arkózové droby svetlozelenošedej farby. Opísané boli v tejto pozícii už V. ZOUBKOM a A. GOREKOM (1953), D. KUBÍNÝM (1958) a ďalšími. Vymedzené sú tiež na prehľadných geologických mapách 1:200 000 — listoch Banská Bystrica a Vysoké Tatry (M. MAHEL a kol. 1964; O. FUSÁN a kol. 1963). Predstavujú sedimentárny obal kryštalinika severnej časti veporíd. V oblasti Horehronského podolia boli dosiaľ známe výskyty týchto sedimentov iba v nadloží pásma tzv. beňušských pararúl. I keď vek študovaných metasedimentov sa biostratigraficky nepodarilo vždy jednoznačne doložiť, o ich príslušnosti k varískej molasovej formácii nemožno pochybovať. Staršie palinomorfy a morský planktón ojedinele v nich prítomné sú nesporne preplavené.

Novo zistené výskyty metasedimentov, v ktorých sa našla vrchnostefansko-permská mikroflóra, sa však vyskytujú na juh od vyše uvedených dosiaľ známych výskytov v oblasti Horehronia. Nachádzajú sa vo forme šošoviek a pruhov zavrásnených uprostred relatívne nižšie metamorfovaného kryštalinika krakovského pásma

veporíd (sensu V. ZOUBEK 1956), resp. pásma fylonitov a svorových diafktoritov D. KUBÍNYHO (1958) alebo hronského komplexu A. KLINCA (1966). Intenzívna premena mladopaleozoických sedimentov v procese alpínskej tektonogenézy viedla k ich metamorfnému zblíženiu s bezprostredným kryštalinickým podložím. Stupeň premeny mladopaleozoických sedimentov i podložného kryštalinika sa pohybuje v rozsahu minerálnych izográd fácie zelených bridlíc. To bolo hlavnou príčinou, prečo boli tieto metasedimenty v minulosti pri mapovacích prácach zahrnuté do jednotného celku spolu so staropaleozoickým kryštalinikom.

Mladopaleozoické metasedimenty vystupujúce v južnej časti krakovského pásma veporíd patria paleogeograficky k severnej sedimentačnej zóne (podľa A. VOZÁROVEJ—J. VOZÁRA, 1978). Predstavujú zvyšky zavrásnených klastických sekvencií vrchnokarbónsko-permského veku, ktoré sedimentovali v členitej sedimentačnej zóne reprezentovanej pravdepodobne sústavou bazénov grábenového typu. Z ich sedimentárnej výplne sú v dnešnej alpínskej stavbe zachované západnejšie sa rozprestierajúce výskyty v Iubietovskom pásme veporíd (Čierťaž) a v Starohorských vrchoch. Petrografické zloženie týchto klastických formácií odrážalo všeobecne charakter bezprostredného podložia, preto opísané výskyty mladšieho paleozoika v južnej časti krakovského pásma sa svojím látkovým zložením líšia od bazálnych permských formácií Iubietovského pásma a Starohorských vrchov i od dosiaľ známych výskytov južne od Heľpy a Závadky.

Získané vyššie uvedené poznatky sú pre nás upozornením, že v budúcnosti bude potrebné v severnej časti veporíd precíznejšie vymedzovať mladopaleozoické súbory a odlišovať ich od staropaleozoického podložia hlavne uplatňovaním podrobného litologicko-petrografického, štruktúrneho a biostratigrafického výskumu.

## Literatúra

- BAJANÍK, Š.—BIELY, A.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- BIELY, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporíd. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—126.
- BIELY, A. 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—218.
- BIELY, A. 1978: Problém lokalizácie sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu vo svetle nových poznatkov o štruktúre východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria. In Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—230.
- ČORNÁ, O.—KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geologica carpath., 27, 1, Bratislava, 117—132.
- FUSÁN, O. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — list Vysoké Tatry. Vyd. Geofond, Bratislava.
- HOLUB, V. M.—VOZÁR, J. a kol. 1981: Geologická a paleogeografická mapa karbónu a permu ČSSR 1:1 000 000. Ústf. Úst. geol. Praha — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. Vied, Rad ZK 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- KLINEC, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—109.

- KLÍNEC, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—126.
- KLÍNEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (Slovenské rudohorie — stred, Nízke Tatry — východ) 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLÍNEC, A.—VOZÁR, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. hefpianskeho mezozoika. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—226.
- KLÍNEC, A. a kol. 1971: Základný geologický výskum a mapovanie veporid — vysvetlivky k listu Heřpa 1:25 000. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLÍNEC, A. a kol. 1973: Základný geologický výskum a mapovanie veporid — vysvetlivky k listu Polomka 1:25 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLÍNEC, A.—PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—104.
- KUBÍNY, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 64—84.
- MAHEL, M. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — list Banská Bystrica. Vyd. Ústr. Úst. geol. Bratislava.
- MATHER, J. D. 1970: The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *J. Petrol.* 11, 253—275.
- MIYASHIRO, A. 1973: *Metamorphism and metamorphic belts.* George and Unwin, London.
- PLANDEROVÁ, E. 1978: Diskusia k veku metamorfovaných sedimentov veporika južne od Heřpy. In *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 315—320.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Results of a palynological study of the epimetamorphosed sedimentary rocks from the Veporide crystalline complex in the West Carpathians. *IGCP-5, Newsletter* 2, 85—87.
- PLANDEROVÁ, E. 1982: Review of biostratigraphical research on low-grade metasediments in the West Carpathians. *IGCP-5, Newsletter* 4, 63—66.
- PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peřovej analýzy. *Mineralia slov.* 9, 4, Bratislava, 275—292.
- VOZÁR, J. 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporid. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33—40.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81—96.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1978: Palinspastický obraz vrchného karbónu a permu Západných Karpát. In *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 233—254.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—194.
- WINKLER, H. G. F. 1974: *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer, New York.
- ZOUBEK, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních zřídél. *Věst. Stát. geol. Úst.* 11, 5, Praha, 85—105.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. *Věst. Stát. geol. Úst.* 12, 6, Praha, 207—239.
- ZOUBEK, V. 1956: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. Práce, Zořit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38—43.
- ZOUBEK, V.—GOREK, A. 1953: Predbežná zpráva o výzkumu mesozoika v okolí Heřpy. *Věst. Ústř. Úst. geol.* 28, Praha, 43—46.

## Determination of Late Paleozoic metasediments in Crystalline Complexes of Krakľová zone (Horehronské podolie)

### Summary

Rocks of Veporic crystalline complexes, Late Paleozoic and Mesozoic complexes occur in the Horehronské podolie (valley) between the northern slopes of the Slovenské rudohorie ore mountains and the eastern part of the Nízke Tatry Mts. Rocks of the crystalline complexes belong to the so-called Krakľová and Kráľova hofa zones and are separated by the Pohorelá tectonic lineament (V. ZOUBEK 1956) or to the Hron and Kráľova hofa complex and to the complex of the Beňuš paragneisses (A. KLINEC 1966). Formerly the Krakľová zone of the Veporicum was studied mainly by D. KUBĚNY (1958). He distinguished three belts in the zone: 1 — the phyllonite belt; 2 — the mica-schist diaphthorite belt, 3 — the belt of quartzous paragneisses and their diaphthorites. In the sense of the scheme mentioned the originally uniform Krakľová crystalline complexes composed of older (Precambrian?) high-metamorphosed rocks were southward affected with still more intense tectonodeformational alteration resulting diaphthorites of various stages. Later on A. KLINEC (1966) included all formerly in the Krakľová zone distinguished units into the Hron complex — except the belt of the Beňuš paragneisses. Scarce information about the age of the rocks of the crystalline complexes in this area may be found in works by O. ČORNÁ—L. KAMENICKÝ (1976). E. PLANDEROVÁ (in E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977, 1978) also found Upper Devonian — Lower Carboniferous rocks in the profile SW of Heľpa.

The Mesozoic near Heľpa was already mentioned by V. ZOUBEK (1935), and described in detail by V. ZOUBEK—A. GOREK (1953) including the „Verrucano arcoses“ at the base. D. KUBĚNY (1958) regarded the Permian and the Mesozoic as the sedimentary cover of the Krakľová crystalline complex. A. BIELY (1961, 1962, 1968) regarded the Heľpa Mesozoic as the folded cover of the Krakľová zone equivalent to the Mesozoic of the Veľký Bok Group. J. VOZÁR (1965) correlated the Permian to the cover of the Ľubietová zone of the Veporicum. Later on J. VOZÁR (in A. KLINEC—J. VOZÁR 1971; A. KLINEC et al. 1971; A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR (1978) found there besides the autochthonous Permian — also Permian rocks of the Choč unit tectonically related to the cover Permian.

We performed lithologic-petrographical and palynological research (Fig. 1) of a larger rock complex sampled S of Beňuš and Heľpa in the studied part of the Krakľová crystalline complex of the Veporicum, S of the river Hron. Some samples contained organic remains and two of them also easily identifiable palynomorphs (Pl. XVIII) indicative of the Upper Carboniferous Permian age of the rocks. The sample 8 from the valley Petříkovo SW of Polomka contained the species *Knoxisporites* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Crassispora ovalis* BHARADW., *Punctatisporites minutus* (KOS.) ALP., *Punctatisporites punctatus* ALP., *Gnetaceapollenites* sp. and *Densosporites* aff. *triangularis* KOS., typical of this period. The sample 13 from the conflux of the rivers Hronec and Hrončok SE of Závadka n. Hronom contained the species *Lycospora pusilla* ALP., *Punctatisporites cingulatus* ALP., *Schopfipollenites* sp., cf. *Camptotriletes* and *Cordaitina* sp., as well as bisaccate pollen *Illinites* sp., *Klausipollenites* sp., *Lueckisporites* sp. and *Klausipollenites schaubergeri* JANS, indicative of the Permian. The preserved palynomorphs are brown, with scarce dark graphite spots. In these and other samples were Early Paleozoic palynomorphs, more graphitized than the palynomorphs in the preceding samples. They are likely to represent resedimented palynoflora. All samples containing Upper Carboniferous — Lower Permian organic remains are from the central or southern part of the phyllonite belt, distinguished by D. KUBĚNY (1958). Samples from northern areas and from the Permian belt along the Hron r. were negative. Palynomorph assemblages are similar to species described by E. PLANDEROVÁ from the Ľubietová Permian and from the locality Jarabá.

The studied rocks contained original preserved fabric. Mineral associations of quartz + muscovite/sericite + chlorite + albite (or microcline) with local formation of biotite are indicative of the low-grade alteration of rocks under the conditions of green-schist facies. The formation of biotite at the initial recrystallization of sediments may indicate a low-pressure alteration. The low-grade metamorphism is

also indicated by locally increased tourmaline in metasediments. These facts deny former opinions about the rocks of the Veporic Krakľová zone representing diaphthorites of retrograde alteration of variable grade after older, high (-kata) metamorphosed rocks.

Newly found metasediments containing Upper Stephanian — Permian microflora are farther south of the so far known Permian localities. The metasediments occur in the form of folded lenses and belts amidst metamorphose crystalline complexes of the Veporic Krakľová zone. The degree of alteration of Late Paleozoic metasediments and of the underlying crystalline complexes is almost equal — within the extent of mineral isogrades of the green-schist facies, so it was formerly difficult to distinguish them. Paleogeographically the Late Paleozoic metasediments belong to the northern sedimentation zone (A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1975, 1978). They represent relics of folded clastic sequences deposited in a dissected sedimentation zone, most likely represented by a system of graben-like basins. They may be correlated to Late Paleozoic occurrences preserved in the present Alpine structure. The Late Paleozoic occurrences are in the Lubietová zone of the Veporicum (Čierťaž) and in the Starohorské vrchy hills. They differ from the metasediments in clastic material originating from a different basement.

#### Explanations of Plate XVIII

- 1 — *Calamospora* sp.
- 2 — *Colluminisporites ovalis* PEPP.
- 3 — *Lycospora pusilla* ALP.
- 4 — *Punctatisporites minutus* (KOS.) ALP.
- 5 — *Leiotriletes directus* BALME HENN.
- 6 — *Falcisporites* sp.
- 7 — *Illinites unicus* KOS.
- 8 — *Punctatisporites cingulatus* ALP.
- 9 — *Illinites pemphicus* KLAUS.
- 10 — *Punctatisporites punctatus* ALP.
- 11 — *Gnetaceaepollenites* sp.

Photographs 4, 6, 8, 10, 11 — palynomorphs from sample 8 (384) from valley Petřikovo, SW of Polomka ; photographs 1, 2, 3, 5, 7, 9 from sample 13 (399) from confluence of rivers Hronec and Hrončok, SE of Závadka n. Hronom.

#### Explanations of Figure

Fig. 1 Localization of palynologically analyzed samples from the northern part of the Slovenské rudohorie Mts., S of Hron r. (scheme of geologic structure taken from map by A. KLINEC, 1976). Explanations: 1a — established presence of identifiable organic remains in sample; 1b — established presence of mostly indeterminable organic matter; 1c — no organic matter found; 2 — undivided crystalline complex of the Veporicum (Hron complex, Kráľova hofa complex); 3 — „Beňuš“ paragneisses; 4 — Permian volcanic — sedimentary complex — cover; 5 — Mesozoic — cover; 6 — Late Paleozoic of Hronicum; 7 — Tertiary andesites; 8 — significant tectonic lines: a — Pohorelá lineament; b — overthrusts; c — overthrust of Hronicum.

#### Vysvetlivky k tabuľke XVIII

1 — *Calamospora* sp.; 2 — *Colluminisporites ovalis* PEPP.; 3 — *Lycospora pusilla* ALP.; 4 — *Punctatisporites minutus* (KOS.) ALP.; 5 — *Leiotriletes directus* BALME HENN.; 6 — *Falcisporites* sp.; 7 — *Illinites unicus* KOS.; 8 — *Punctatisporites cingulatus* ALP.; 9 — *Illinites pemphicus* KLAUS; 10 — *Punctatisporites punctatus* ALP.; 11 — *Gnetaceaepollenites* sp.

Foto č. 4, 6, 8, 10 a 11 — palinomorfy zo vzorky č. 8 (384) z doliny Petřikovo, JZ od Polomky; foto č. 1, 2, 3, 5, 7 a 9 zo vzorky č. 13 (399) od sútoku Hronca s Hrončokom, JV od Závadky n. Hronom.

Anna Kullmanová—Ján Nemčok

## Geológia okolia Ružbašských kúpeľov

(11 obrázkov v texte, angl. resumé)

**Abstract.** The Mesozoic at the Ružbachy spa consists of sedimentary rocks of the Krížna nappe. The Middle Triassic dolomite limestones are the oldest rocks in the Ružbachy Mesozoic. Upper Jurassic — Lower Cretaceous limestones form megablocks in basal Paleogene conglomerates. Paleogene sediments are represented by the basal lithofacies and flysch-turbidite sediments (Šambon Member).

Z geografického hľadiska patrí študovaná oblasť podľa klasifikácie E. MAZÚRA—M. LUKNIŠA (1980) k Spišskej Magure (obr. 1). Z geomorfologického pohľadu sa oblasť vyznačuje miernym hornatinovým reliéfom členeným nielen zlomovrásovými štruktúrami, ale i ďalej už neoddeľovanými erozívnymi pochodmi.



Obr. 1 Situačná mapa

Z regionálneho geologického hľadiska je študované územie budované mezozoikom krížňanského príkrovu a sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu. „Ružbašský“ mezozoický ostrov geomorfologicky vyčnieva z oboľujúceho flyšu ako pozdĺžna, tektonicky členená šošovka, dlhá približne 7 km a necelé 2 km široká. Sedimenty stredného triasu sú najstaršími členmi mezozoického ostrova. Vrchnojurské a spodnokriedové vápence, ktoré ukončujú stratigraficko-litologický sled mezozoika, sa vyskytujú len ako bloky na tektonických poruchách a na báze paleogénu, ktorého sú pravdepodobne súčasťou.

Sedimenty paleogénu reprezentujú bazálne členy a vyššie flyšové turbiditné sedimenty. Kvartérne sedimenty v študovanej oblasti tvoria nevelké mapovateľné plochy, okrem travertínov, ktoré sú uložené v údolí potoka Rieka a v samotnom kúpeľnom areáli kúpeľov Ružbachy.

## Geologická preskúmanosť

Geologická preskúmanosť územia bola až do päťdesiatych rokov malá. G. STACHE a M. NEUMAYER (1868) vyčlenili v ružbašskom mezozoiku nasledujúce litologické celky: vrchnotriasové dolomity, súvrstvie keupru, rétu a grestenských vrstiev. Neskôr V. UHLIG (1886, 1891) podáva bližšiu litologickú charakteristiku a dopĺňa vrstevný sled v liase o brekovské vápence a škvornité vápence (fleckenmergel). V. UHLIG na rozdiel od predchádzajúcich autorov popiera prítomnosť rétu. F. CHMELÍK (1960) zmapoval ružbašské mezozoikum a vyčlenil v ňom: stredotriasové dolomity, karpatský keuper, grestenské vrstvy a brekciovité vápence vrchného liasu. Stotožňuje sa s V. UHLIGOM v názore, že súvrstvie rétu v ružbašskom mezozoickom ostrove nevystupuje. Za najmladšie mezozoické horniny pokladá brekciovité vápence, ktoré V. UHLIG zaradoval do eocénu.

Podrobnú stratigrafiu mezozoických hornín podáva M. MAHEL (1963). Na rozdiel od ostatných autorov zistil v študovanom území rétu a členy mladšie ako je lias. Rohovcové súvrstvie (sivohnedé rádiolarity a rohovcové vápence) začlenil do dogeru — malmu. Sivé slienité vápence, ktoré obsahujú kalpionely, zaradil do titónu — beriasu. Za najmladšie mezozoické horniny považuje sivé lavicovité a organodetritické vápence s rohovcami. Vápence na základe prítomnosti mikrofosílií začlenil do barému — aptu. A. KULLMANOVÁ (1974) v záverečnej správe podáva komplexné litologické zhodnotenie mezozoických hornín. Stotožňuje sa s názorom M. MAHELA (1963), že v ružbašskom mezozoiku vystupujúce litostratigrafické jednotky sú totožné s litostratigrafickými jednotkami krížňanského príkrovu v Belianskych Tatrách.

Hydrogeologickým výskumom územia sa zaoberali viacerí autori. Zo začiatku O. HYNIE (1963) a M. MAHEL (1952) sa zaoberali hydrogeologickým zhodnotením termálnych prameňov. V poslednom období V. HANZEL—T. REPKA (1972, 1973), V. HANZEL (1974), A. PORUBSKÝ (1977) a J. HALEČKA (1979) podávajú celkové zhodnotenie hydrogeologických pomerov ružbašského mezozoika. V. HANZEL—T. REPKA (1972), J. HALEČKA (1979) a M. MAHEL (1967) zastávajú názor, že infiltračná oblasť ružbašských termálnych prameňov je v Belianskych Tatrách. Predpokladajú, že termálne pramene vyvierajú na podtatranskom zlome. A. PORUBSKÝ (1977), na rozdiel od predchádzajúcich autorov, zastáva názor, že hlavnou infiltračnou základňou sú zlepené, pieskovce a numulitové vápence paleogénu Popradskej kotliny — Levočských vrchov.

## Mezozoikum

### Krížňanský príkrov

Krížňanský príkrov je budovaný vrstevným sledom hornín od stredného triasu až po spodnú kriedu (obr. 3). Vrchnojurské a spodnokriedové horniny tvoria väčšie bloky, ktoré vystupujú v južnej časti ružbašského ostrova na styku s podtatranským zlomom.



## Trias

### Stredný trias (vT<sub>2a</sub>)

Gutensteinské vápence a podhradské vápence (50—100 m). Bazálnu a najstaršiu časť ružbašského mezozoika tvoria gutensteinské vápence (100—150 m). Po litologickej stránke sú charakterizované ako tmavosivé lavicovité (hrúbka lavíc sa pohybuje od 10—40 cm) celistvé vápence so sieťou kalcitových žiliek. Smerom do nadložia sa striedajú s lavicami sivých dolomitových vápencov — dolomitov. Vo výbrusoch sú vápence mikritové alebo minimikritové. Biozložka je zastúpená krinoidmi, gastropódami a globochétami. V niektorých výbrusoch pozorujeme prierezy tenkostenných schránok lamelibranchiátov. V dolomikritoch boli zistené pseudomorfózy po anhydrite a sádrovci. Biele očka sú vyplnené svetlým sparitom.

„Podhradské vápence“<sup>1</sup> (anis — ladin, 25—30 m)

Smerom do nadložia gutensteinské vápence pozvoľne prechádzajú do súvrstvia sivých celistvých vápencov alebo dolomitových vápencov s polohami sivých organodetrítických vápencov („podhradské vápence“). Uvedené lavice organogénnych vápencov sú oddelené medzivrstvičkami sivých ílovcov (obr. 4) (opustený lom na južnom svahu kóty Čuba). V najvrchnejšej časti vystupujú lavicovité organodetrítické vápence s krinoidmi a brachiopódami.

#### Opis profilu (báza profilu)

- 16 cm — sivé, s modrastým nádychom (najmä na zvetrávajúcej ploche) celistvé dolomitické vápence s ojedinelými kalcitovými žilkami.
- 29 cm — sivé, celistvé vápnité dolomity. Smerom k vrchnej vrstvej ploche lavica je viac dolomitická.
- 42 cm — hrubá lavica sivého celistvého vápenca. Zvetrávajúca plocha je sivomodrá. Hornina je prestúpená hustou sieťou kalcitových žiliek.
- 96 cm — lavicu tvoria tenkodoskovité sivé celistvé vápence s kalcitovými žilkami. Odľučnosť je nepravidelne kusovitá, hrany odľučnosti sú ostré. Zvetrávajúca plocha má modrastý nádych. Jednotlivé lavice tvoria hrúbky: 16, 11, 28, 2, 25, 1.5, 2, 5.5, 2, 5, 5.6, 7, 8.5 cm.
- 19 cm — lavica tmavšie sivého mikrozrnitého organogénneho vápenca s kalcitovými žilkami. Makroskopicky v nich boli zistené drobné úlomky krinoidov.
- 81 cm — tenšie lavicovité až doskovité celistvé vápence. Na zvetralých plochách pozorujeme organogénnu drvinu, miestami sa vyskytujú tenké lumachelové polohy (6—9 cm) (fauna viď str. 92). Dolomitizácia je nepravidelne rozmiestnená po celej lavici (6.5, 10, 5 cm vápence s nepravidelnou dolomitizáciou) a 6, 8, 17, 13, 7.5, 5 cm polohy dolomitu.
- 39 cm — svetlosivý celistvý dolomit.

<sup>1</sup> Nová litostratigrafická jednotka opísaná Mock-Sýkorom (v tlačí).

- 88 cm — niekoľko lavíc sivých celistvých a drobnolumachelových vápencov (fauna vid' str. 93). Na povrchu jednotlivých lavíc pozorujeme lamelibranchiátové schránky. Jednotlivé lavice majú nerovnú vrstevnú plochu. Vrchná časť lavice má väčší podiel ílového komponentu, ktorý vytvára na povrchu lavice, hrbolčeky, alebo tvorí jemné preplástky.
- 17 cm — lavica organogénneho-lumachelového vápenca. Uprostred lavice boli miestami konštatované väčšie očka vyplnené svetlým hrubokryštalickým kalcitom.
- 17 cm — lavica sivého celistvého slabodolomitového vápenca s kalcitovými žilkami.
- 51 cm — sivé celistvé vápence s modrosivou zvetrávajúcou plochou. Uprostred tejto lavice pozorujeme nepravidelné bridličnaté preplásty tvorené ílovo-dolomitovým komponentom. Nezvetralé vápence sú farby tmavšie sivej a dolomity sú svetlejšie. Vo vrchnej časti lavice pozorujeme väčší podiel ílovitého komponentu.
- 13 cm — lavica tmavšieho sivého celistvého vápenca s kalcitovými žilkami. Uprostred lavice sa vyskytuje ílovo-dolomitová medzivrstvička. Vrchná vrstevná plocha je nerovná.
- 11 cm — poloha sivého vápenca s nepravidelnými ílovo-dolomitovými hniezdami, s mikrostylolitmi a kalcitovými žilkami.
- 27 cm — poloha sivého celistvého vápenca s nepravidelnou ílovo-dolomitovou medzivrstvičkou. Hojné sú aj biele očka vyplnené svetlým hrubokryštalickým kalcitom. Najdú sa aj malé hľuzy tmavosivých rohovcov.
- 91 cm — hrúbku tvoria lavice sivých celistvých vápencov s modrosivou patinou a kalcitovými žilkami. Na zvetralých plochách pozorujeme prierezy schránok lamelibranchiátov. Vrchná vrstevná plocha je nerovná, obohatená ílovým komponentom. Uprostred jednotlivých lavíc sa vyskytujú nepravidelné ílovo-dolomitové medzivrstvičky. Vo vápencoch boli zistené očka vyplnené svetlým bielym hrubokryštalickým kalcitom.
- 30 cm — lavica sivého organogénneho lumachelového vápenca s drobnými úlomkami schránok lamelibranchiátov.
- 81 cm — hrúbku tvoria tenšie (6, 9, 5, 4, 7, 6, 9 cm hrúbky) sivých celistvých, čiastočne lumachelových vápencov s kalcitovými žilkami (fauna vid' str. 00). Jednotlivé lavice sú oddelené ílovo-dolomitovými medzivrstvičkami.
- 16 cm — lavica sivého celistvého dolomitu.
- 9 cm — 5, 4, 6 cm — polohy sivých celistvých dolomitov. Vrstevné plochy sú nerovné — hrboľaté. Lavice sú oddelené tenkými medzivrstvičkami ílovcov.
- 51 cm — sivé celistvé dolomitové vápence s kalcitovými žilkami a väčšími prierezmi očiek vyplnenými bielym hrubokryštalickým kalcitom. Lavice dosahujú 8, 9, 7, 6, 4, 8, 12 cm hrúbku.

Z troch tu vystupujúcich lavíc organodetrítických vápencov bola preštudovaná lamelibranchiátová makrofauna zastúpená jedincami: *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.), *Entolium discites* (SCHLOTH.), *Placunopsis plana* (GÜMBEL), *Placunopsis ostracina* (SCHLOTH.) (určila M. KOCHANOVÁ in A. KULLMANOVÁ 1974). Uvedená

makrofauna má širšie stratigrafické rozpätie a súvrstvie podľa nej patrí do anisu — ladinu.

Organodetrítické vápence sú biosparity alebo intrabiosparity. Vo výbrusoch pozorujeme intraklasty a bioklasty. Z fosílií sa zachovali úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropód, krinoidov, holotúrií, ostrakód, *Codiaceae* sp. a *Globochaete alpina* LOMBARD. Často sa vyskytujú aj prierezy rúrkovitých tvarov, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú chodbičky po lezení červov. Foraminiforová asociácia je zatúpená: *Agathammina austroalpina* (KRISTAN-TOLLMANN), *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Endothyra* sp., *Trochammina* cf. *jaunensis* BROENNI-MANN et PAGE.

Sivé celistvé vápence sú mikrity. V základnej mikritovej hmote pozorujeme idiomorfne klenčky autigénnych dolomitov (počiatočná, nezávislá dolomitizácia).

Vápence, alebo dolomitové vápence, ktoré majú mikrokrystalickú štruktúru, sú chudobné na mikrofosílie. V mikritovej hmote sa vyskytujú globochéty, krinoidy, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN a autigénne zrnká kremeňa.

Časté sú aj oobiosparity. V sparitovej hmote výrazne vystupujú mikritové oolity, rekryštalizované úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidov a novotvorené zrnká kremeňa.

Miestami pozorujeme v podloží vrchnotriasových dolomitov sivé hrubozrnné organodetrítické vápence a organogénno-lumachelové vápence (hrúbka 20 cm). Z nich preštudovaná brachiopódová makrofauna je zastúpená jedincami: *Mentzelia mentzeli* DUNKER, podľa ktorých súvrstvie zaraďujeme do stredného triasu. Vápence po mikrofaciálnej stránke nejavia odlišnosti od organodetrítických vápencov vystupujúcich v podloží. Z fosílií sa zachovali úlomky schránok brachiopód, lamelibranchiátov, gastropód, holotúrií, krinoidov, ostrakód, *Codiaceae* sp. a *Globochaete alpina* LOMBARD, *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA), *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Trochammina* sp., *Endothyra* sp., *Tolypammina* sp., *Angulodiscus* sp., *Earlandinita* sp.

### Sivé lavicovité dolomity (dT<sub>2-3</sub>) (150—200 m)

Vystupujú v nadloží podhradských organodetrítických vápencov. Najväčší počet odkryvov z dolomitového súvrstvia bolo pozorovaných na východnom a západnom svahu doliny Krížneho potoka. Vyznačujú sa lavicovitým charakterom, sivým sfarbením, prítomnosťou bielych očiek a sieťou kalcitových žiliek. Veľkosť očiek dosahuje 2 cm. Spolu s bielymi očkami sa vyskytujú prierezy idiomorfneho tvaru, ktoré považujeme za pseudomorfózy po kryštálikoch sádrovca alebo anhydritu. Študované dolomity sú chudobné na mikrofosílie. V dolomikritovej základnej hmote sa vyskytujú prierezy ostrakódových schránok.

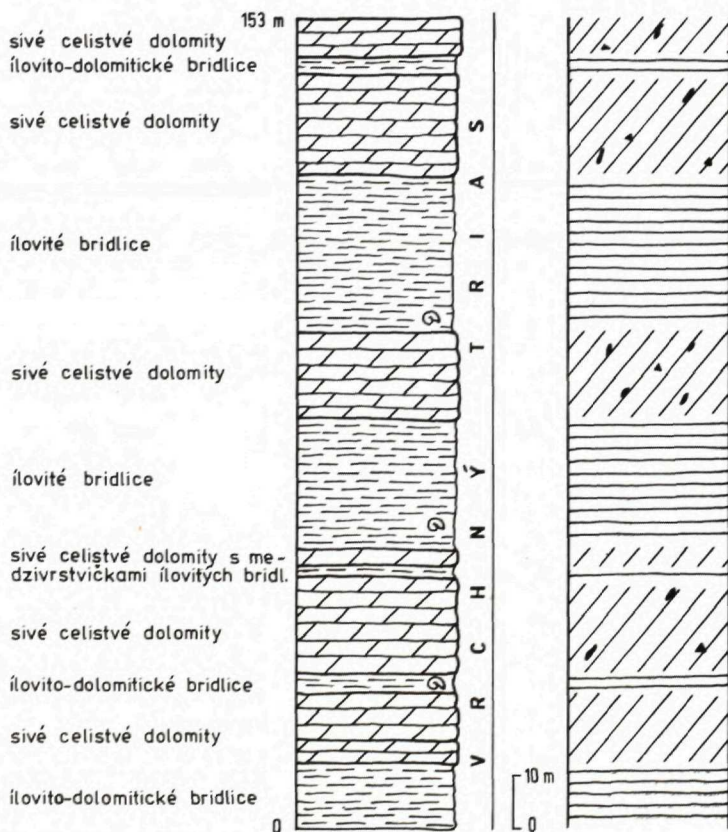
### Vrchný trias (dT<sub>3k</sub>)

Sivé dolomity a dolomitové ílovce — kordevol (70—100 m) Podložné dolomity pozvoľne prechádzajú do sivých tenkolavicovitých celistvých dolomitov, ktoré sa

striedajú so sivými dolomitovými ílovcami. Hrúbka lavíc dolomitov sa pohybuje od 5—25 cm a medzivrstvičky dolomitových ílovcov dosahujú hrúbku 2,5—7,0 mm. Vo vyšších častiach vystupujúcich ílovcov bola zistená lamelibranchiátová makrofauna. Opísané dolomity vystupujú na svahoch doliny Krížneho potoka, západne od obce Vyšné Ružbachy (sv. svah kóty Čertiaž), východný svah kóty Čuba (obr. 5) (zárez lesnej cesty).

### Opis profilu (báza profilu)

- 12 cm — sivé dolomitové ílovce s jemnou bridličnatou odlučnosťou
- 4,5 cm — sivý celistvý dolomit s bielosivou navetrávajúcou plochou. Na vrstvej ploche pozorujeme medzivrstvičku ílovcov
- 9 cm — sivý celistvý dolomit s kalcitovými žilkami a s nerovnými vrstevnými plochami
- 3 cm — tenká poloha sivých dolomitových ílovcov



Obr. 5 Litologický profil doliny Podolíneček JV od kóty 802,0 — vrchný trias.

- 19 cm — sivý celistvý dolomit s kalcitovými žilkami. Vo vrchnej časti lavice pozorujeme ílovú medzivrstvičku
- 2 cm — bridličnatá poloha dolomitových ílovcov
- 3 cm — sivý celistvý dolomit
- 25 cm — bridličnatá poloha sivých dolomitových ílovcov a svetlosivých dolomitov
- 16 cm — poloha sivého celistvého dolomitu s kalcitovými žilkami
- 30 cm — sivé dolomitové ílovce a celistvé dolomity
- 11 cm — svetlosivé celistvé dolomity s kalcitovými žilkami
- 3,5 cm — sivé dolomitové ílovce
- 7 cm — poloha sivých celistvých dolomitov

Stratigrafické zaradenie súvrstvia do vrchného triasu sme urobili na základe určenia lamelibranchiátovej makrofauny a foraminiferovej mikrofauny. Lamelibranchiáty boli vyzbierané z dolomitových ílovcov z profilu JV od kóty 802. Podľa určenia M. KOCHANOVEJ ide o *Costatoria (Costatoria) cf. goldfusi*, ALBERTA in ZIETTEN so stratigrafickým zaradením do kordevolu.

Dolomity sú po stránke mikrofaciálnej biomikrity, biopelmikrity a intramikrity. Foraminiferová asociácia je zastúpená: *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN—ZANNINETTI et BROENNIMANN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Ophthalmidium* sp., *Semiinvoluta clari* KRISTAN, *Duostomina* sp., *Pilamminella kuthani* (SALAJ), *Spiriamphorella* sp.

#### Karpatský keuper — norik (T<sub>3</sub>n) (200—250 m)

Je reprezentovaný červenými ílovcami, kremennými pieskovecami a zlepcami. Rozmiestnenie pelitov a psamitov v karpatskom keupri ružbašského mezozoického ostrova je nepravidelné. Červené ílovce — ílovité bridlice pozorujeme vo východnej časti mezozoického ostrova (obr. 6) (severne od obce Vyšné Ružbachy). V oblasti Podolinca (severne od obce) vystupujú pieskovce a zlepence. Posledné z nich, zlepence, pozorujeme v bazálnej časti opísanej litostratigrafickej jednotky. Z textúrnych znakov bolo v zlepenoch konštatované gradačné zvrstvenie. Zrnitostné zloženie sa pohybuje v rozmedzí strednozrnných zlepcov (1,0—2,2 cm). Kremeň, rohovce a kremité pieskovce sú dominujúcou zložkou v zlepenoch (60 %). V drobnozrnných varietách sme zistili aj nestabilné zložky zastúpené sericitizovanými živcami. Mikroklín je nezmenený a vyskytuje sa sporadicky. Klasy sú tmelené ílovo-sericitovou základnou hmotou, slabo pigmentovanou limonitom.

**Pieskovce.** Prevládajúcou zložkou sú stabilné minerály zastúpené kremeňom, kremitými pieskovecami a rohovcami (30—55 %). Kremenné zrná sú slabo opracované a undulózne zhášajú. Len v ojedinelých prípadoch sme zistili uzavreniny zirkónu. Nestabilné minerály sa vyskytujú v podradnejšom množstve. Zastúpené sú sekundárne zmenenými plagioklasmi a ortoklasmi (5—8 %). Druhotná premena živcov je veľmi pokročilá, preto v niektorých prípadoch sa minerály dajú ťažko odlíšiť od základnej hmoty. Sľudnaté minerály (muskovit, biotit, chlorit) sa vyskytujú v 6 %-nom zastúpení. Základná hmota je ílovo-sericitová, pigmentovaná limonitom. Podľa klasifikácie J. PETRÁNKA (1973) študované horniny sú arkózové pieskovce.

*Pelity*. Červené ílovce vystupujú vo východnej časti ružbašského mezozoického ostrova. Striedanie červených ílovcov s jemnozrnnými pieskovecami sme pozorovali v odkryvoch severne od obce Toporec. Uprostred červených ílovcov sa často vyskytujú žltó sfarbené ílovito-dolomitové závalky (0,8—1,3 cm), ktoré sa zvetrávaním rozpadávajú.

#### Fatranské vrstvy — réť (T<sub>3r</sub>) (10—15 cm)

Ide o súvrstvie sivých lumachelových a organogénno-detritických vápencov (obr. 7). Prítomnosť lumachelových vápencov s *Rhaeticula contorta* bola potvrdená M. MAHELOM (1959, 1963). Väčší počet výskytov lumachelových vápencov, ktoré vystupujú v podloží grestenských vrstiev, uvádza A. KULLMANOVÁ (1974). Vyzbieranú lamelibranchiátovú makrofaunu určila M. KOCHANOVÁ in A. KULLMANOVÁ (1974). V odkryvoch vystupujúcich na južnom svahu kóty Kukura uvádza: *Rhaeticula contorta* (PORTLOCK), *Modiolus minutus* (GOLDFUS), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Lopha haidingeriana* (EMMERICH), *Cardinia austriaca* (HAUER), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Conchodonsp.*, *Lyriomorpha inflata* (EMMERICH), *Paralledon* sp. Chudobnejšie spoločenstvo lamelibranchiátov bolo konštatované z vyzbieraných odkryvov na j. a sv. svahu kóty Veľká Kýčera. Vyskytujú sa tu: *Rhaeticula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Lopha haidingeriana* (EMMERICH), *Atreta intustiata* (EMMERICH).

Študované vápence sú biosparity. Bioklasty (veľkosť 0,78—8 mm) sú zastúpené úlomkami schránok lamelibranchiátov a gastropód. Vo vápencoch s mikritovou základnou hmotou sa vyskytujú mikroorganizmy v nepatrnom množstve. Foraminifery sú zastúpené rodom *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMAN et TOLLMANN, *Coronipora cf. austriaca* (KRISTAN). Z klastickej prímеси sa nachádzajú zrná kremeňa v prachovej veľkosti.

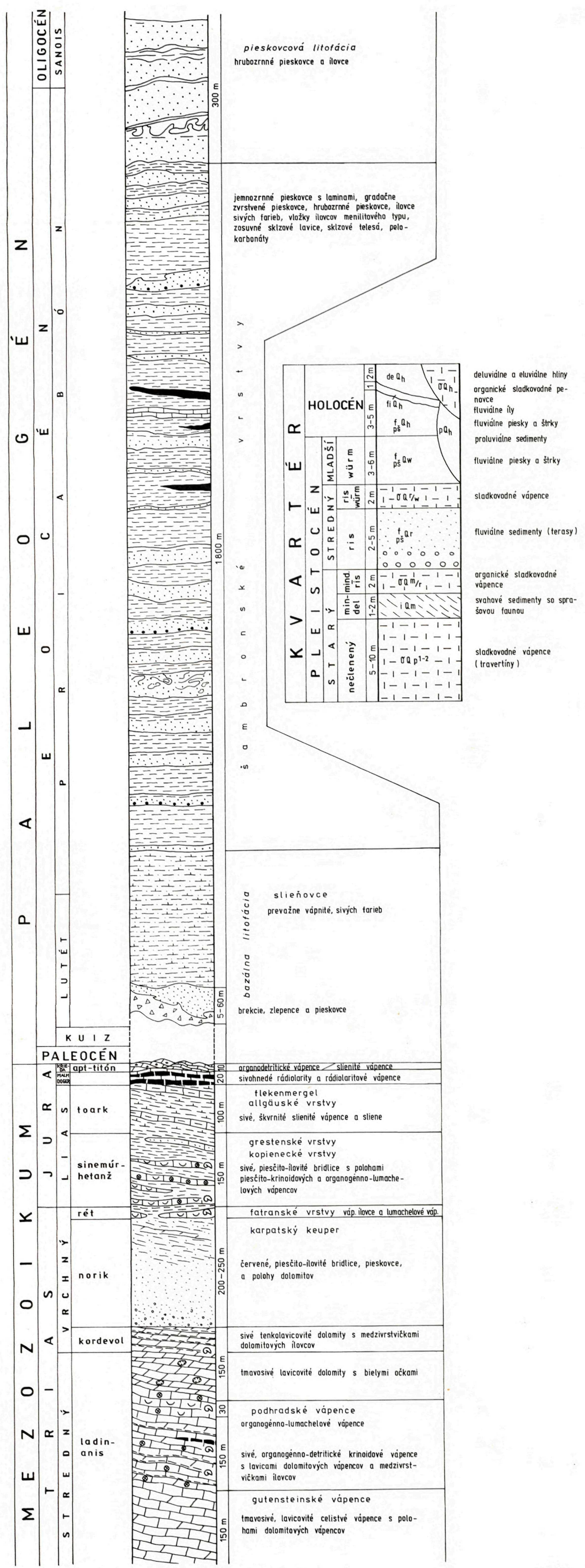
### Jura

#### Kopienecké vrstvy „grestenské vrstvy“ — hetanž — sinemúr (J<sub>1h-s</sub>) (200 m)

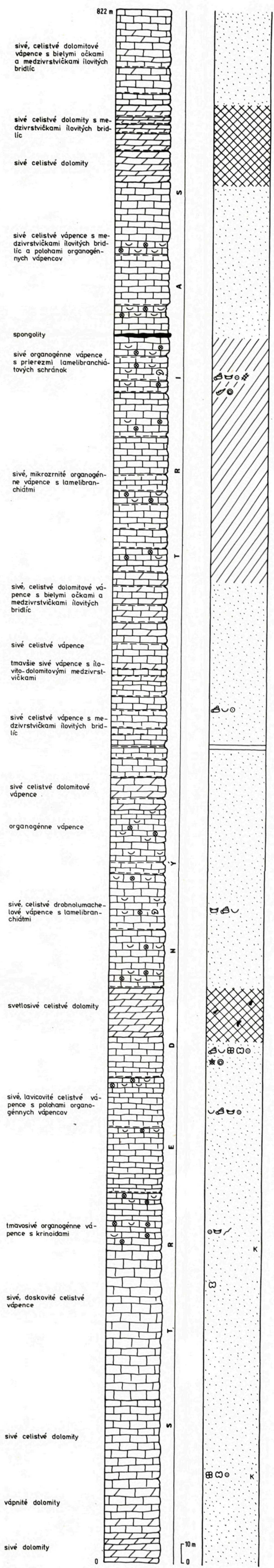
##### Hetanž

Bazálna časť súvrstvia (sp. hetanž) bola preštudovaná v odkryvoch, ktoré vystupujú na j. a jz. svahu kóty Kukura (obr. 7) a j.-sv. svahu Veľkej Kýčery. Najčastejšie sa vyskytujú v nadloží lumachelových vápencov rétu. Zastúpené sú sivými piesčitými ílovcami a polohami sivých lumachelových vápencov s piesčitou prímесou. Z lumachelových vápencov je uvádzaná nasledovná spodnohetanžská makrofauna: *Anomia* sp., *Astarte* sp., *Chlamys falgeri* (MERIAN), *Chlamys* sp., *Plicatula* sp., *Plicatula (Plicatula) spinosa* (SOWERBY), *Cardinia* sp.

Vápence sú chudobné na mikrofósilie. Bioklasty sú zastúpené krinoidmi, schránkami lamelibranchiátov a foraminiferami *Nodosaria* sp., *Involutina* sp.

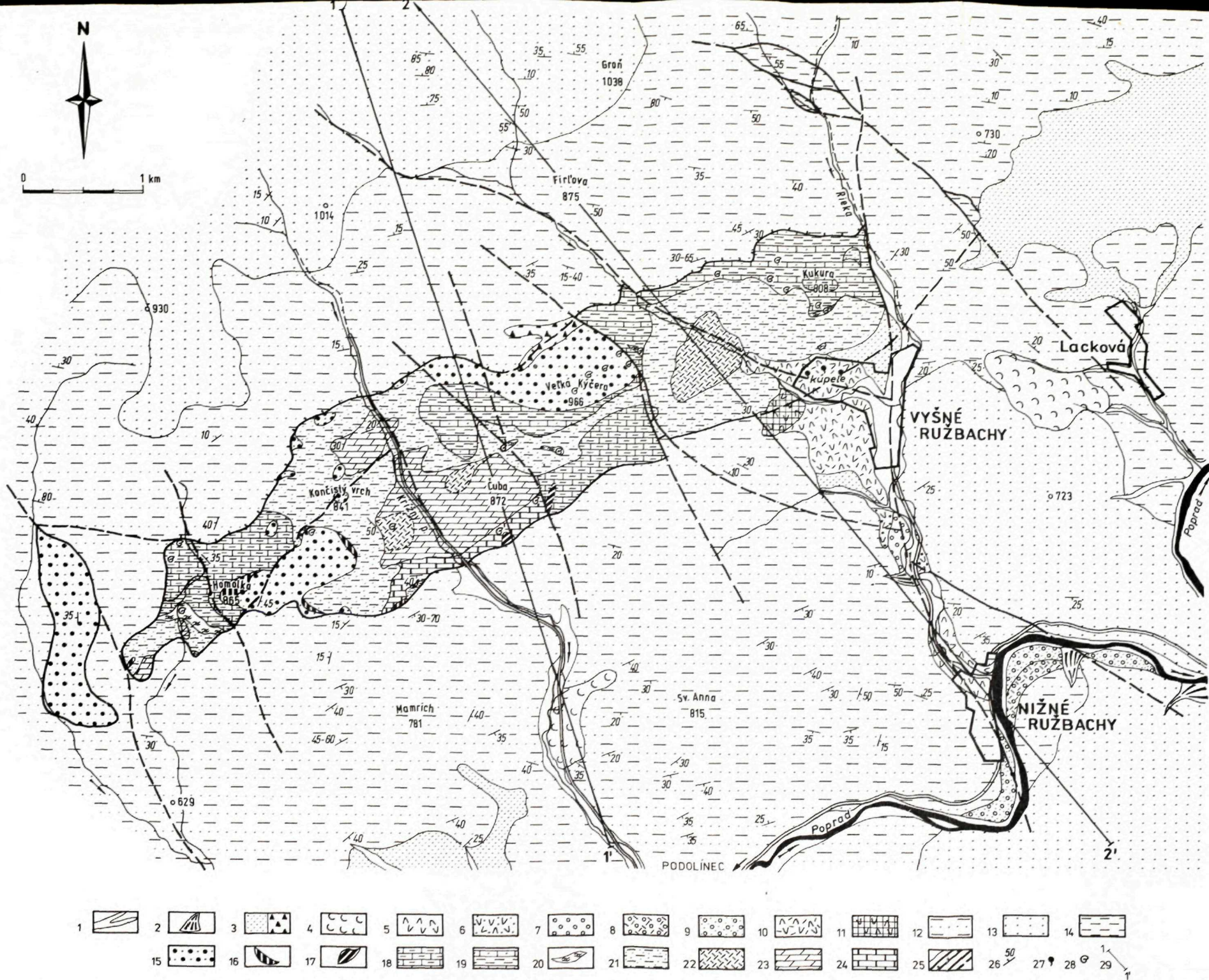


Obr. 2 Litostratigrafický profil ružbašského mezozoika a vnútrokarpatského paleogénu



Obr. 4 Litologický profil dol. Podolíne, južný svah kóty Čuba — stredný trias



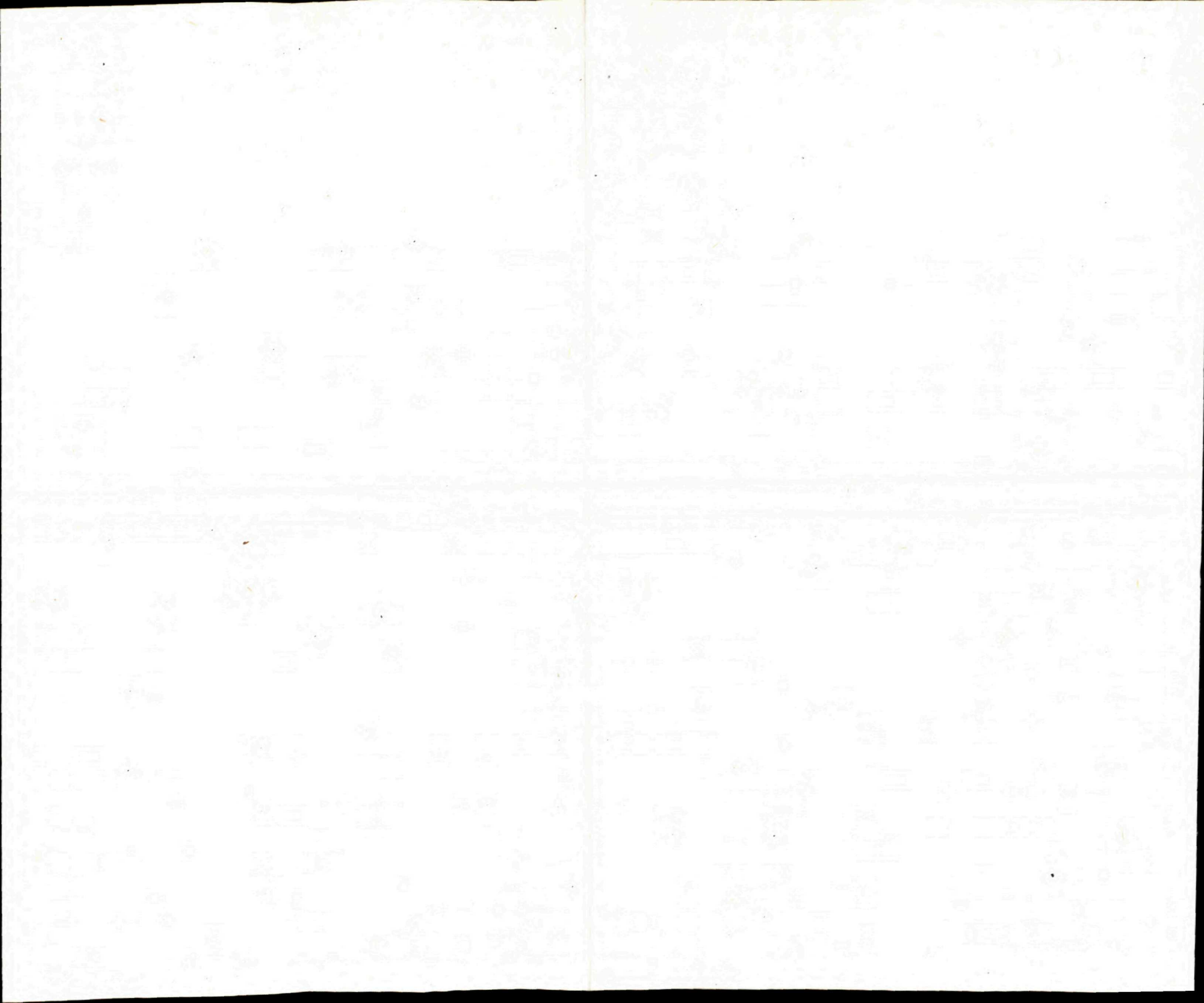


Obr. 3 Geologická mapa z okolia Ružbach (A. Kullmanová—J. Nemčok 1983).

Vysvetlivky:

1 — alúvium; 2 — prolúviálne sedimenty — piesky štrky (holocén); 3 — delúvium a alúvium — hlinité, kamenité (holocén); 4 — zosuny; 5 — travertíny a sladkovodné vápence (holocén); 6 — travertíny a sladkovodné vápence (wurm); 7 — terasa (ris); 8 — terasa (ris 1. st.); 9 — terasa (ris 2 ml); 10 — travertín y sladkovodné vápence (ris); 11 — travertíny a sladkovodné vápence (st.-str.- pleistocén); 12 —

(vrchný eocén); 13 — pieskocová litofácia (vrchný eocén — oligocén); 14 — litofácia slieňov (stredný-vrchný eocén); 15 — bazálne zlepence (vrchný lutét); 16 — svetlosivé celistvé vápence a organodetritické vápence (vrchná jura — spodná krieda); 17 — sivé rádiolárity a rádioláritové vápence (doger — malm); 18 — „fleckenmergel“ — algäuske vrstvy (lotaring — toark); 20 — fatranské vrstvy (rét); 21 — karpatský keuper (nor); 22 — sivé dolomity a dolomitové ilovce (kordevoil); 23 — svetlosivé lavicovité dolomity! stredný — vrchný trias; 24 — gutensteinské a podhradské vápence (stredný trias);



Piesčito-krinoidové vápence stredného — vrchného hetanžu vystupujú v odkryvoch na jv. a z. svahu kóty Kukura. V študovanom profile tvoria lumachelovo-organo-detritické vápence polohy uprostred bridličnatého súvrstvia. Lamelibranchiáty sú zastúpené: *Pseudolimea hettangiensis* (TERQUEM), *Chlamys* cf. *subulata* (MÜNSTER), *Liostraea hissingeri* (WILSON), *Cryphaea rugosa* QUENSTEDT, *Cardinia* cf. *plana* AGASSIZ, *Cardinia* sp.

Západne a juhozápadne od kóty Kukura z lumachelových vápencov s piesčitou prímесou sú uvádzané: *Entolium* sp., *Plagiostoma punctata* SOWERBY, *Plagiostoma* sp., *Cardinia* sp., *Gryphaea rugosa* QUENSTEDT, *Plicatula* (*Plicatula*) *hettangiensis* (TERQUEM), *Pentacrinus* (určila M. KOCHANOVÁ in A. KULLMANOVÁ 1974). Vápence majú organodetritickú štruktúru. Biogénny detrit zastupujú krinoidy, lamelibranchiátové schránky a v nepatrnom množstve foraminifery.

### Sinemúr

V najvrchnejšej časti sú grestenské vrstvy tvorené sivými slieňovcami s piesčitou prímесou a s polohami jemnozrnných piesčito-krinoidových vápencov a pieskovcov (hrúbka polôh 30—40 cm). V pelitovej — aleuropelitovej hmote slieňovcov sa vyskytujú prierezy schránok ostrakód, krinoidov, lamelibranchiátov a foraminifer rodu *Fron dicularia*. Obsah klastickej prímеси (veľkosť aleuritu — jemnozrnného piesku) sa pohybuje od 20—30 %. Z výplavov boli získané ostrakódy rodu *Ogmoconcha* liasového veku (určila V. GAŠPARIKOVÁ).

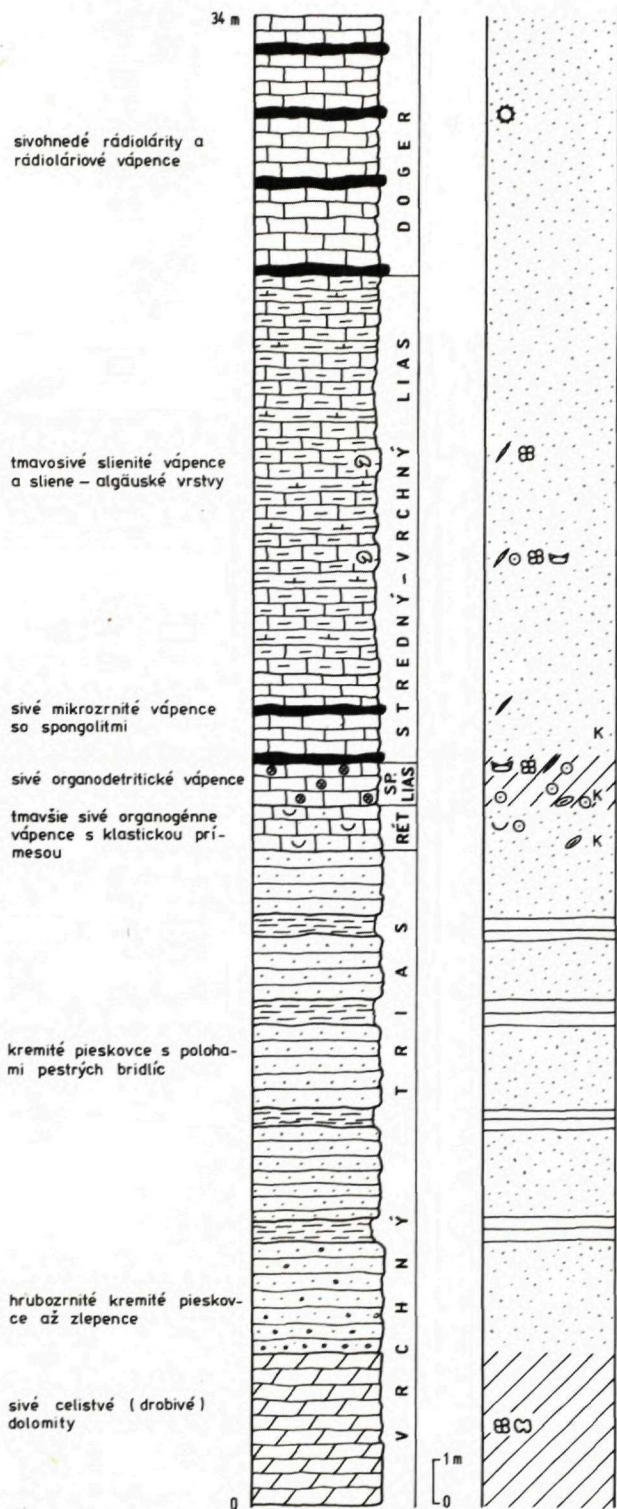
Piesčité vápence majú psamitovú štruktúru. Na základe petrografického vyhodnotenia študovaná hornina patrí k jemnozrnným — strednozrnným vápnitým pieskovcom. Klastická prímес je zastúpená: kremeňom, sľudami a úlomkami vápencov. Bioklasty sú reprezentované krinoidovými článkami.

Krinoidové vápence s piesčitou prímесou majú detritickú štruktúru. V sparitovej medzihmote sa vyskytujú rekryštalizované krinoidy a schránky lamelibranchiátov. Klastickú zložku tvorí kremeň subangulárneho obmedzenia (množstvo 2—7 %). Stratigrafické zaradenie súvrstvia do sinemuru zodpovedá superpozícii.

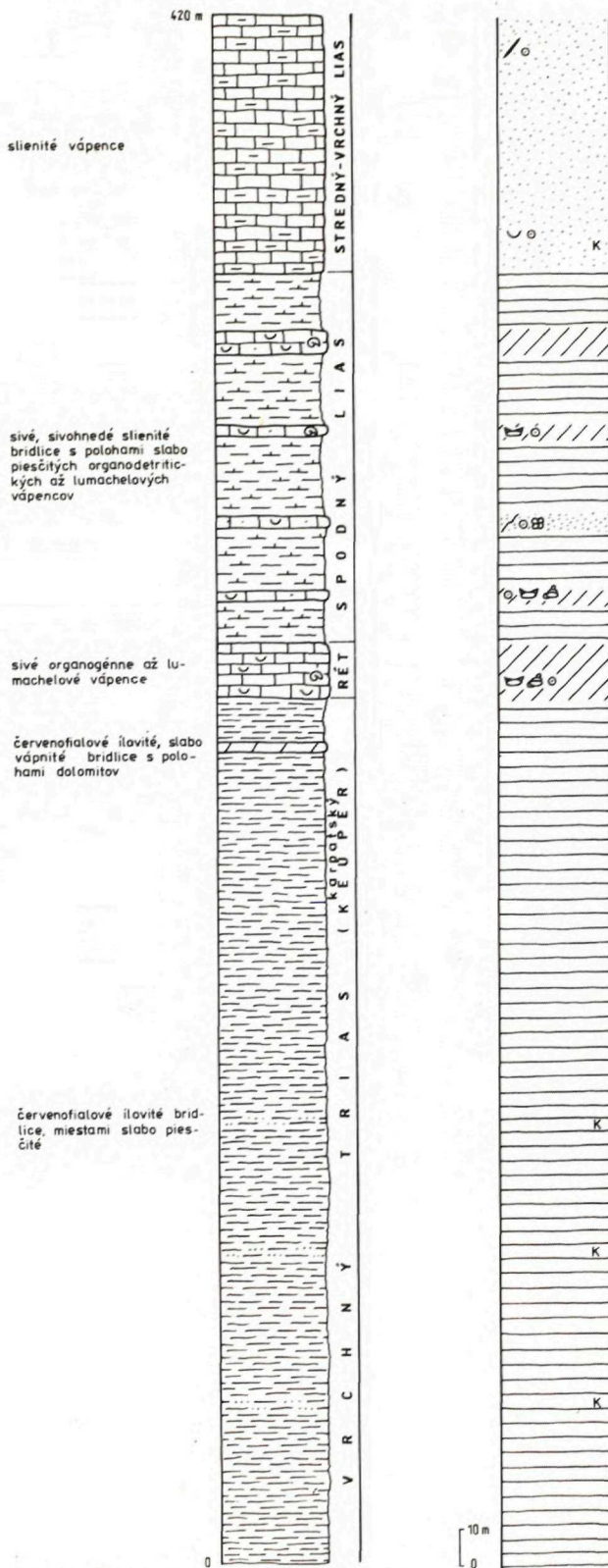
### Lotaring — toark

„fleckenmergel“ — algäuske vrstvy (J<sub>1</sub>l-t) (100 m)

Vyššie uvedená litofácia je charakterizovaná sivými lavicovitými (12—35 cm) slienitými vápencami s tmavšími škvrnami. Vápence sa striedajú so slieňovcami. Spodnejšia časť súvrstvia je vápnitejšia a vo vápencoch sa vyskytujú hľuzy rohovcov. Vrchná časť súvrstvia je slienitá. Našli sme v ňom amonitovú a lamelibranchiátovú makrofaunu (kóta Veľká Kýčera a s. svah kóty Homolka — obr. 6). Amonity sú zastúpené jedincami *Lioceras* sp., *Har poceratidae* ex gr. *Haugia* sp., ktoré poukazujú na vrchný toark (určil M. RAKÚS in A. KULLMANOVÁ 1974). Spolu s amonitmi sme našli niekoľko exemplárov lamelibranchiátov *Chlamys* sp.



Obr. 6 Litologický profil lok. Toporec, severný svah kóty Homolka.



Obr. 7 Litologický profil lok. Ružbachy, južný svah kóty Kukura.

Študované vápence sa vyznačujú spongiovou a spongiovo-foraminiferovou mikrofáciou. Biogénna zložka je zastúpená ihlicami húb a v niektorých výbrusoch sa spolu s ihlicami húb vyskytujú foraminifery (*Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Ammodiscus* sp.).

Doger — spodný malm ( $J_2$ — $J_3$ ) (10—15 m)

#### *Hnedosivé rádiolarity a rádioláριοvé vápence*

Rohovcové súvrstvie dogeru — spodného malmu tvorí výrazné skalné bralá. Zastúpené je súvrstvom sivohnedých rohovcov a rohovcových vápencov (20 m hrúbka). V študovanom teréne vystupujú v nadloží algäuských vrstiev. Stratigrafická príslušnosť bola urobená na základe superpozície. Na rozdiel od liasových rohovcov — spongolitov je študované rohovcové súvrstvie dogeru tvorené rádioláritmi. Po mikrofaciálnej stránke sa vyznačujú rádioláριοvou a rádioláριοvo-vláknovou mikrofáciou.

Vrchný malm — spodná krieda ( $J_3$ — $K_1$ )

Sú charakterizované svetlosivými a sivohnedými celistvými vápencami krasikoláριοvo-kalpianelovej mikrofácie a organodetrítickými vápencami.

V študovanom území tvoria buď tektonické útržky v podloží bazálneho paleogénu, alebo zastupujú väčšie klasty hruboklastickej zložky bazálneho paleogénu.

### **Paleogén**

Paleogénne sedimenty tvoria nielen obklopujúci obal mezozoika ružbaškého mezozoického ostrova, ale sú zachované ako relikty priamo na rozličných sedimentoch mezozoika.

Paleogénnymi zvyškami na mezozoiku ružbaškého ostrova sú výlučne sedimenty hrubých klastík bazálnej transgresívnej litofácie.

#### **1. Bazálna transgresívna litofácia $P_{ge2}$**

Vyskytuje sa na mnohých miestach Ružbach, ale najmohutnejšie je zachovaná v oblasti Veľkej Kýchery a JZ od Končistého vrchu. Je tvorená zlepcami (veľkosti valúnov 2—50 cm) s ojedinelými veľkými blokmi mezozoických hornín niekedy až mapovateľných rozmerov. Zlepcový materiál tvoria výlučne sedimentárne horniny z podložia, kde dominujúcim materiálom sú úlomky vápencov, dolomitov a rohovcov. Úlomky vápencov sú zväčša slabo opracované (angulárne, subangulárne). Základná hmota zlepcov je piesčité (piesčité vápence). Úlomky sú zle vytriedené — zvrstvenie je neusporiadané.

Na základe určenia numulitov z bazálnej transgresívnej litofácie M. VAŇOVEJ z lokality Kýčera a severne od dediny Ružbachy vek je pravdepodobne vrchný lutét. Takmer výlučne mono-spoločenstvá numulitov *Nummulites perforatus perforatus* (MONTFORT) sú v hornine usporiadané v rozličných smeroch, čo poukazuje na to, že fauna nebola prenášaná a triedená turbiditnými prúdmi. Sporadické sú aj *Nummulites millicaput millicaput* BOUBÉE.

Slieňovce, ktoré sa nachádzajú v troch samostatných tektonicky obmedzených výskytoch severne od Ružbach vo svahoch potoka Rieka (viď mapa) a neďaleko kóty 811,5 m, sú pravdepodobne najvyššími členmi bazálnej litofácie. Makroskopicky sú tieto horniny prakticky neodlíšiteľné od mezozoických „fleckenmerglov“, za ktoré môžu byť na prvý pohľad zamieňané. Pod mikroskopom možno pozorovať v ílovito-vápnitej hmote okrem prierezov globigerín (5—15 %) úlomky detritického kremeňa a muskovitu (2—10 %). Na základe niekoľkých silne rekryštalizovaných paleogénnych planktonických foriem možno identifikovať druh *Turborotalia* (Acarinina) *crassata densa* (CUSHMAN), ktoré patria k spodnému-strednému eocénu. V preparáte nanoplanktónových vzoriek našla V. GAŠPARIKOVÁ okrem druhu *Coccolithus pelagicus* (WELICH—SCHILLER) len silne rekryštalizované kokolity. P. SNOPOVÁ z týchto hornín určila peľové zrná zo skupiny *Normapolles*, ktoré začínajú vo vrchnej kriede a pokračujú do paleogénu.

Sliene nájdené severne od Ružbach v troch výrazne tektonicky obmedzených výskytoch sú značne tektonicky deformované. Neobsahujú klastické prímesi a nemajú vôbec príznaky flyšovej sedimentácie. Najviac pripomínajú bazálne sliene, ktorými končí celá bazálna transgresívna litofácia a začína nad nimi ílovcová litofácia.

## 2. Šambronské vrstvy Pge<sub>3</sub>

Sú dominujúcim litotypom vnútrokarpatského paleogénu okolia Vyšných Ružbach. Tvoria ich flyšové turbidity, kde dominujúcou zložkou sú jemnozrnné pieskovce, siltovce, ktoré alternujú s ílovcami. Sporadicky sa v šambronských vrstvách vyskytujú ílovce menilitového typu, pelokarbonáty a vo vyššej časti aj zosuvné telesá.

Pieskovce šambronskych vrstiev sú obyčajne 3—30 cm hrubé. Ojedinele sa vyskytujú aj lavice s hrúbkou do 50 cm, obyčajne gradačne zvrstvené. Na spodnej strane sú v hrubej litofácii hojné numulity. Pieskovce s striedajú s ílovcami sivých farieb. T. ĎURKOVIČ in A. KULLMANOVÁ—J. NEMČOK (1982) zistil, že pieskovce na základe Boumovej klasifikácie reprezentujú najčastejšie intervaly Ia—c. Kompletne pieskovce Ia—e sa vyskytujú sporadicky.

Jemnozrnné drobové pieskovce a siltovce sú dominujúcim litotypom klastík, v šambronských vrstvách. Najčastejšie sa vyskytujú horniny, ktorých zrnitosť sa pohybuje v rozpätí 0,08—0,15 mm (T. ĎURKOVIČ in A. KULLMANOVÁ—J. NEMČOK 1982). Prevládajúcim minerálom je kremeň (30—50 %) angulárneho až subangulárneho tvaru. Zo živcov je prítomný ortoklas a plagioklas (2—4 %). Živce bývajú často kalcifikované. Pomer plagioklasov k ortoklasom je približne 1:1, sľudy sú zastúpené muskovitom. Sporadicky sa vyskytuje biotit. Úlomky hornín (5—20 %) sú zastúpené vápencami, kremencami, chloriticko-sericitovými fylitmi, rohovcami,

ílovcami a pieskovicami. Základná hmota je ílovito-karbonátová. Tmel, ak sa vyskytuje, je kalcitový.

Ojedinele sa v sekvencii vyskytujú hrubozrnné pieskovce, obyčajne gradačne zvrstvené. Vyznačujú sa prevládanim úlomkov hornín nad zastúpením kremeňa a patria do kategórie drob. V týchto gradačných pieskovcoch tiež nachádzame veľké foraminifery.

Ílovce v šambronských vrstvách tvoria podstatnú zložku, asi 25 %. Sú sivé, vápnite, často s piesčitou prímесou a úlomkami drobného muskovitu.

Okrem obvyklého striedania ílovec-pieskovec sa v šambronských vrstvách vyskytujú aj polohy 40—50 cm hrubé, kde sa v 0,5 až 1 cm vrstvách striedajú laminy typu ílovec-siltovec.

Šambronské vrstvy zaraďujeme na základe spoločenstva mikrofosílií, ako aj podľa kokolitov určených V. GAŠPARIKOVOU a palinologických určení P. SNOPKOVEJ k vrchnému eocénu. Z hľadiska biostratigrafického je výskyt najvýraznejšieho druhu *Istmolithus recurvus* DEFLANDRE reprezentujúceho vrchnoeocénnu nanoplanktónovú zónu neklamným dôkazom zaradenia veku šambronských vrstiev.

### 3. Pieskovcová litofácia (Pge<sub>3</sub>O<sub>1</sub>)

Je najmladším litofaciálnym členom vnútrokarpatského paleogénu. Tento pieskovcový komplex reprezentujú prevažne homogénne zvrstvené lavice strednozrnných a hrubozrnných pieskovcov. Z petrografického hľadiska obsahujú okolo 30—50 % kremeňa, angulárneho a subangulárneho tvaru. Zo živcov je prítomný ortoklas a plagioklas. Sľudy sú zastúpené muskovitom a sporadicky biotitom. Okrem strednozrnných hrubolavicovitých pieskovcov v tomto litofaciálnom komplexe sporadicky nachádzame aj gradačne zvrstvené pieskovce a tenké sklzové lavice, resp. telesá. Drobné zlepcové polohy sa v pieskovcoch nachádzajú ako vykliňujúce šošovky.

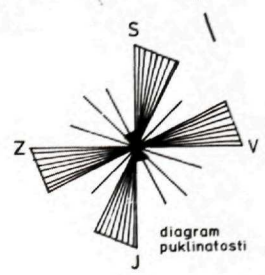
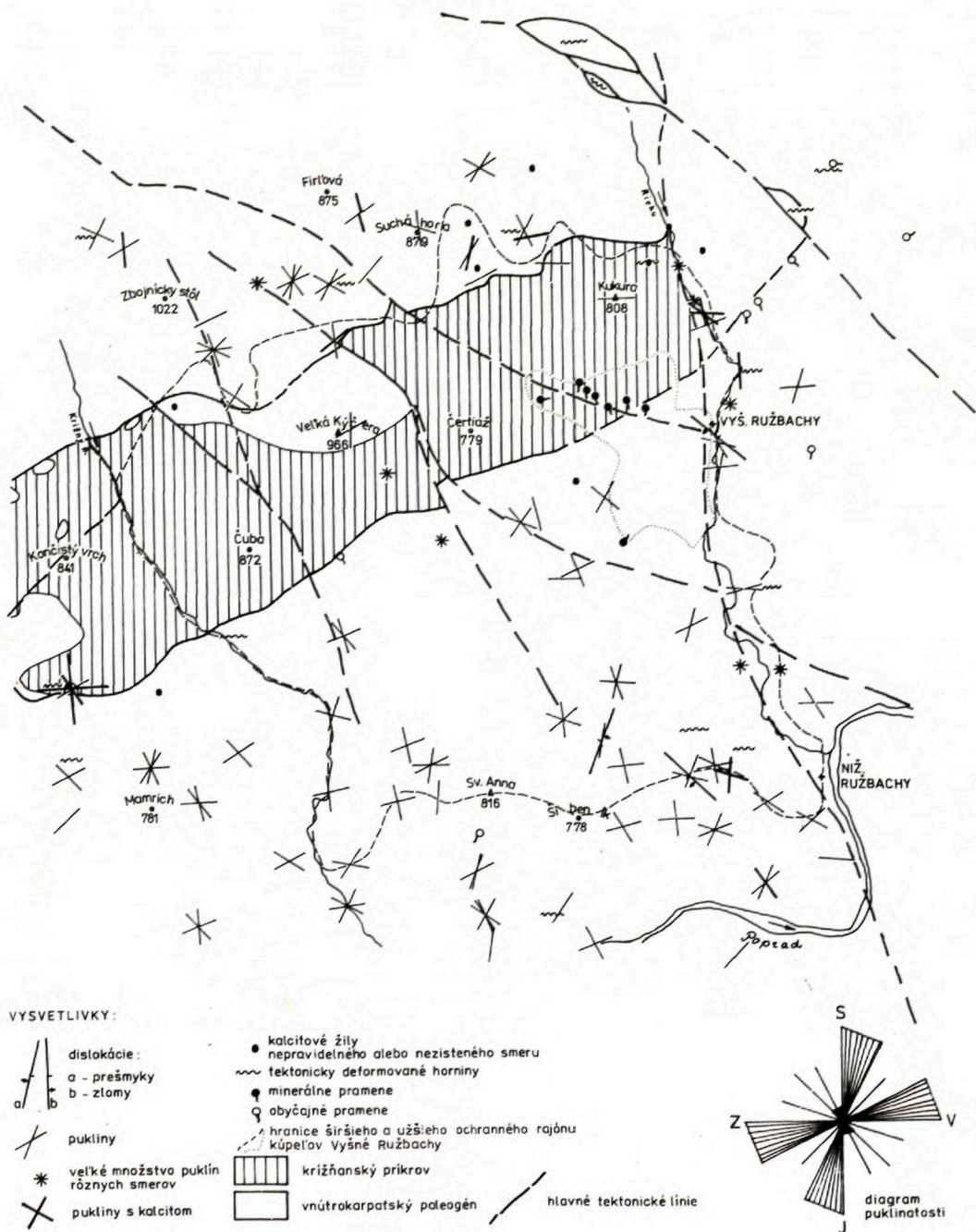
Zo stratigrafického hľadiska sa celý vnútrokarpatský paleogén v širšom okolí ružbašského mezozoika vyvíjal od stredného-vrchného lutétu do spodného oligocénu. Veľké foraminifery, mikroforaminiferové spoločenstvá, ale aj nanoplanktónové spoločenstvá, hlavne získané zo šambronských vrstiev, ho zaraďujú k vrchnému eocénu. Bazálna litofácia je staršia a pieskovcový komplex označovaný ako pieskovcová litofácia patrí už pravdepodobne k spodnému oligocénu.

### Tektonika

Ružbašský mezozoický ostrov vytvára uprostred flyšových sedimentov komplikovanú tektonickú trosku, v ktorej pozorujeme niekoľko výrazných tektonických deformácií (obr. 8). Z nich nám jasne alebo menej jasne vyplýva odpoveď na otázku mechaniky pohybu.

Niektoré deformácie nám objasňujú kinematiku pohybu (čiže ako prebiehal pohyb hmoty v určitom stratigrafickom slede), ale iná zložka kinematického pohybu, napr. odkiaľ sa nám premiestnili niektoré sedimenty, ostáva neobjasnená a je





Obr. 8 Tektonická mapa.

doložená len na základe zvyklostí z iných území. Ide napr. o premiestnenie mezozoických sedimentov.

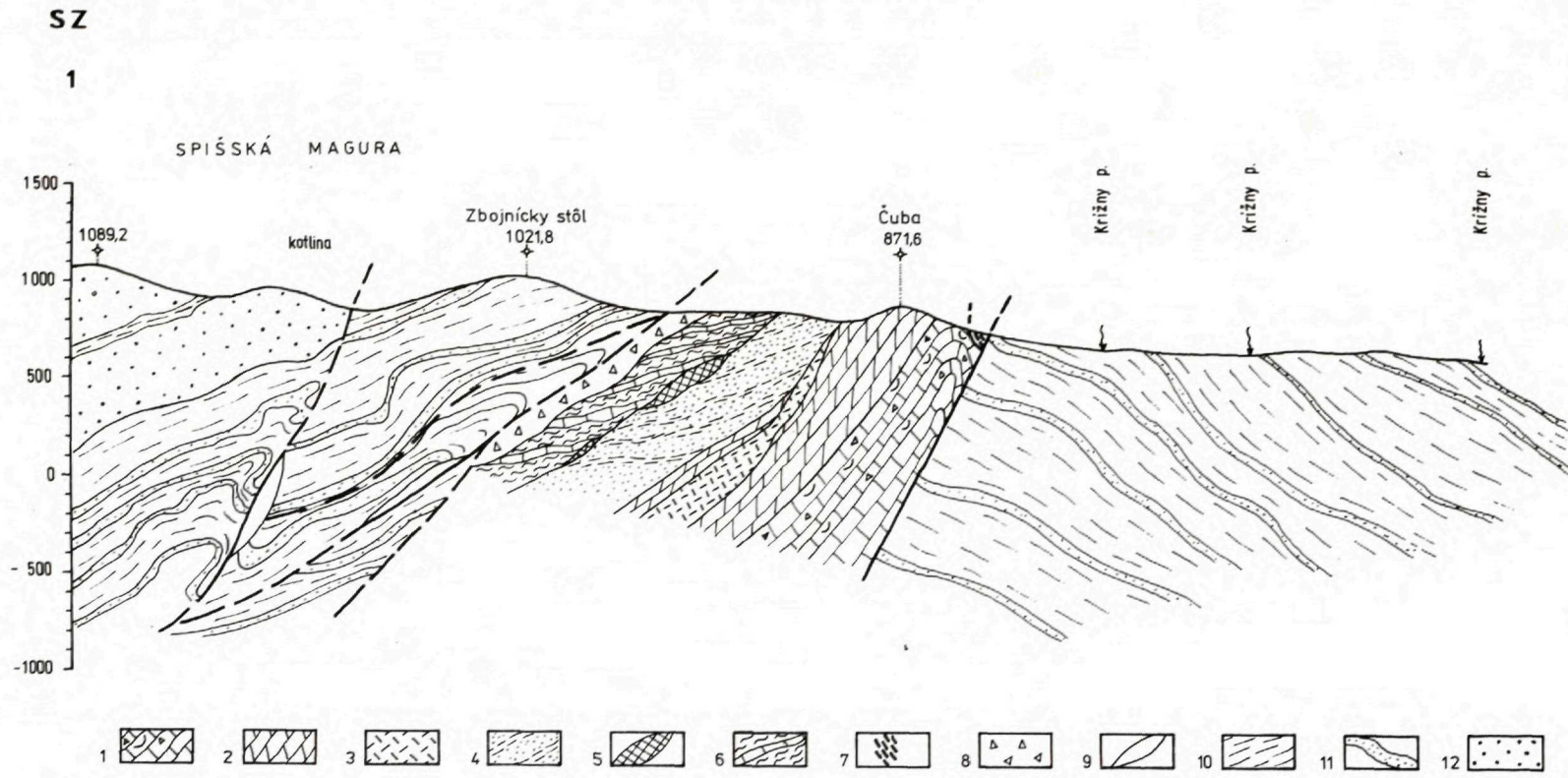
Dynamický prístup k objasneniu príčin vzniku pohybu hmoty (inými slovami povedané, prečo vznikol), sledu pohybov mezozoickej a flyšovej hmoty, tak, ako ho môžeme identifikovať na základe súboru vymapovaných deformácií, má ešte viac nezodpovedaných otázok.

V podstate nemôžeme tektonický vývoj ružbašského mezozoika a paleogénu registrovať od obdobia vzniku príkrovov v centrálnych Karpatoch. Keďže na stavbe ružbašského mezozoického ostrova sa zúčastňujú viaceré litostratigrafické jednotky, ako karpatský keuper, fatranské vrstvy, kopiencke vrstvy a algäuské vrstvy, ktoré sú charakteristické pre krížňanský príkrov, mezozoikum ružbašského ostrova patrí ku krížňanskému príkrovu. Krížňanský príkrov v tektonickom ponímaní leží nad obalovými sériami, preto a v oblasti Ružbach by mal mať príkrovovú pozíciu. Vytvára v geologickom reze antiklinálnu stavbu s vergenciou k juhu (obr. 9). Je len logické, že táto stavba je poznamenaná poslednými tektonickými pohybmi, čo sa odrzkadlilo tiež na zošupinatení antiklinálnej stavby celého mezozoického ostrova. Mezozoikum je z obidvoch strán (zo severu a z juhu) obmedzené tektonicky. Južnejší tektonický kontakt s flyšovými sedimentmi paleogénu je strmší a severnejší má skôr ráz šariážnej plochy ako poruchového (zlomového) systému. Vrstevný sled mezozoických hornín začína v strednom triase a končí v dogeri-malme. Jadrá antiklinál sú budované stredotriasovými vápencami a dolomitmi. Kridla antiklinál sú tvorené mladšími horninami. Severnejšie kridlo ružbašskej, trochu komplikovanej antiklinálnej štruktúry má úplnejší sled hornín ako južné kridlo. Naproti tomu najmladšie mezozoické sedimenty (spodnokriedové vápence) nachádzame ako veľké bloky pri južnom obmedzení mezozoika ružbašského ostrova. Bolo to zapríčinené pravdepodobne tým, že na pokračovaní podtatranského poruchového systému, ktorý obmedzuje ružbašský ostrov z juhu, sa zachovali útržky spodnokriedových vápencov v tektonických poruchách. Sedimenty spodnej kriedy sú najčastejšie v bazálnych paleogénnych sedimentoch. Tvoria v nich mohutné bloky, čo sťažuje ich začlenenie. Doteraz nie je s určitosťou rozhodnuté, či tvoria súčasť hruboklastickej zložky bazálneho paleogénu, alebo tvoria len tektonické útržky, na ktoré transgredujú bazálne paleogénne sedimenty. Obdobie medzi spodnou kriedou a stredným eocénom nie je v ružbašskej oblasti reprezentované sedimentmi, čo značne zhoršuje možnosť tektonicky dešifrovať práve tento časový úsek. Zdá sa, že bloky kriedových, ale aj starších mezozoických sedimentov tvoria pravdepodobne súčasť bazálnej litofácie stredného eocénu. Z tektonického hľadiska to znamená, že druhé vážne tektonické dianie v tejto oblasti prebehlo pred transgresiou bazálnych strednoeocénnych sedimentov.

Ďalšie tektonické obdobie už zastihlo aj sedimenty paleogénu, ktoré sedimentovali na mezozoický podklad nielen ružbašského mezozoika.

Výrazné nasunutie flyšových sekvencií na mezozoikum ružbašského ostrova od severu veľmi pripomína nasunutie podhalského paleogénu na oblasť Vysokých Tatier. Táto zhoda má zrejme regionálny charakter. Poľskí geológovia vysvetľujú tento jav vyzdvihnutím južnej časti Vysokých Tatier pozdĺž podtatranského („zlomu“) poruchového systému. Erozívne zvyšky bazálnych členov paleogénu na

Obr. 9 Geologické profily mezoziom krížňanského príkrovu a vnútrokarpatským paleogénom



JV  
1'

Vysvetlivky ku geologickému profilu 1—1'

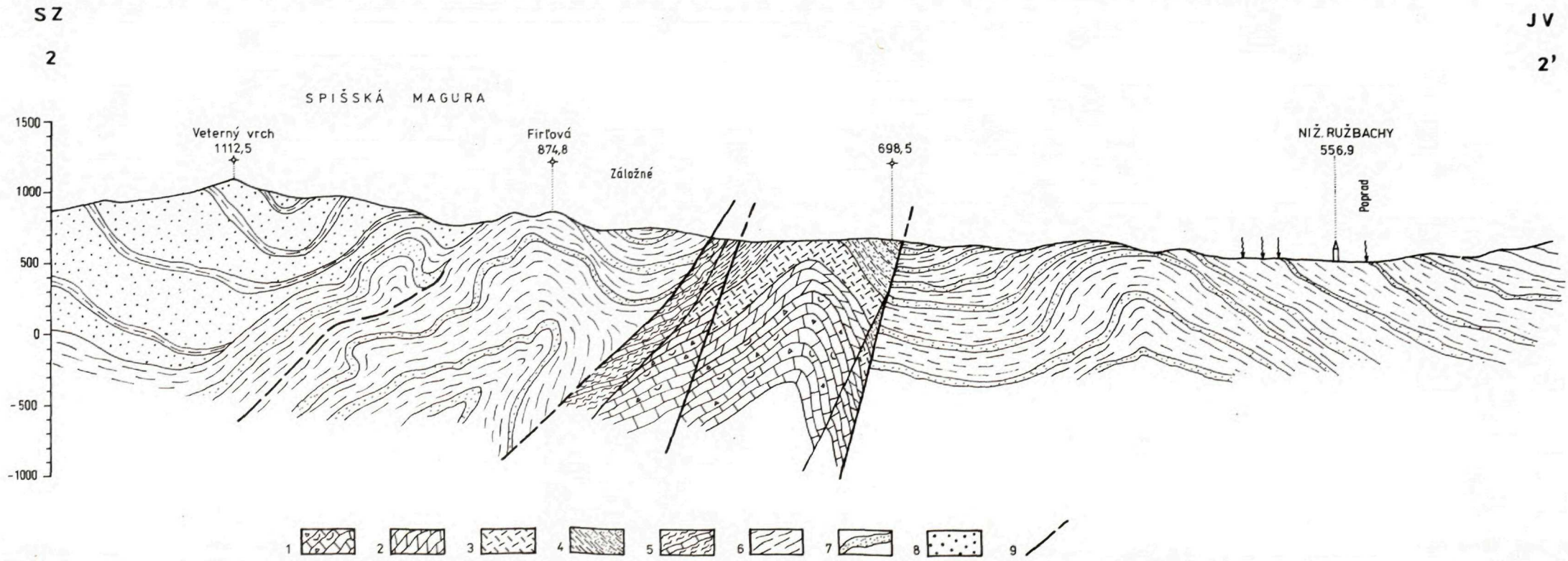
Mezozoikum krížňanského príkrovu: 1 — tmavosivé vápence — gutensteinské a podhradské vápence, stredný trias; 2 — svetlosivé lavicovité dolomity, stredný — vrchný trias; 3 — sivé lavicovité dolomity a ílovité bridlice, karn; 4 — červené ílovité bridlice a svetlé kremité pieskovce, karpatský keuper; norik; 5 — sivé lumachelové vápence — fatranské vrstvy, rét; 6 — sivé slienité bridlice a slieňovce s fáciami lumachelových a piesčito-krinoidových vápencov — kopienické vrstvy, hetanž — sinemúr; 7 — tmavosivé rádiolarity a rádílárítové vápence, doger — malm;

Vnútrokarpatský paleogén: 9 — bazálne zlepenec, stredný eocén; 10 — ílovcová litofácia, vrchný eocén; 11 — pieskovcová litofácia, vrchný eocén; 12 — pieskovcová litofácia, vrchný eocén — oligocén.

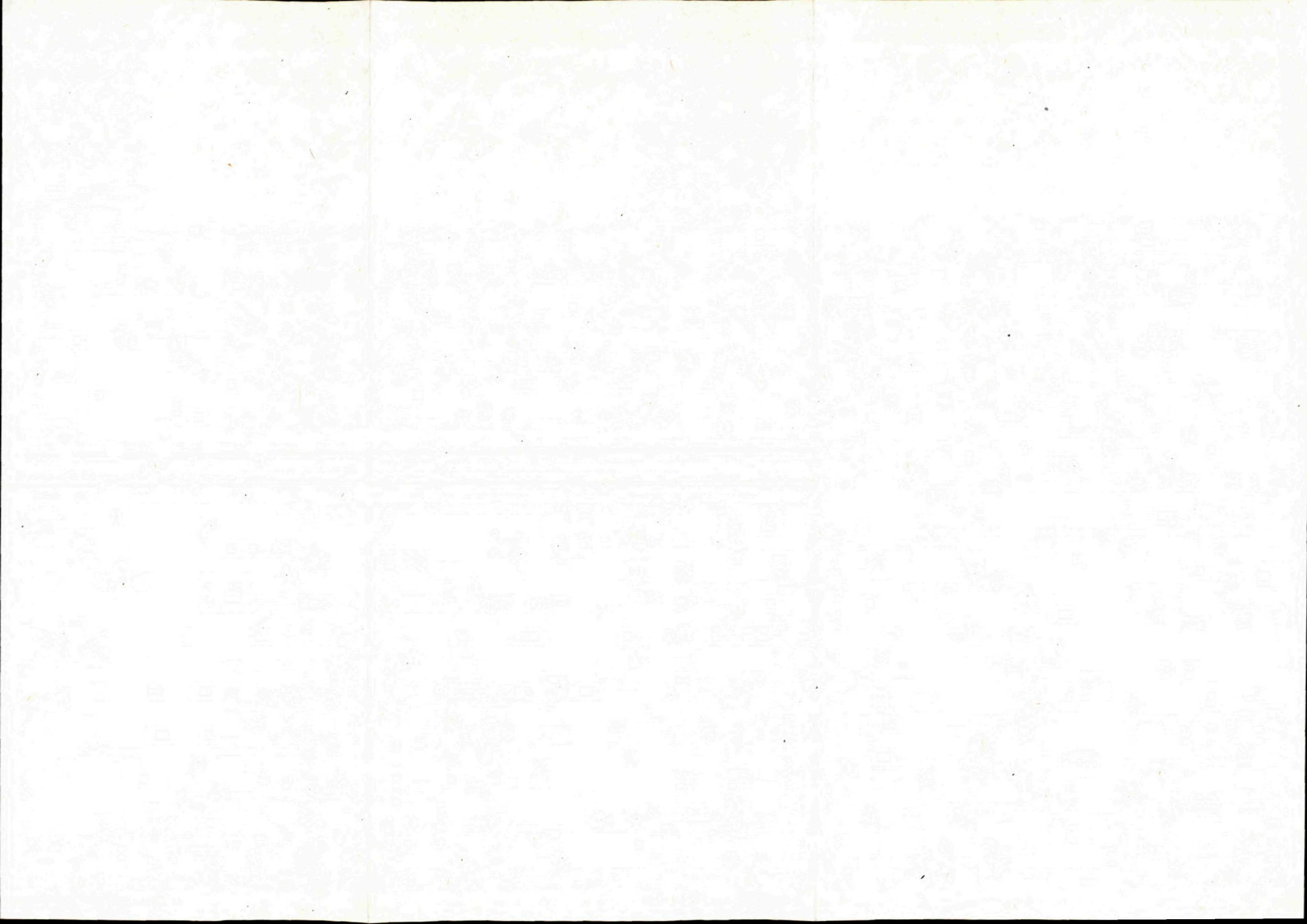
Vysvetlivky ku geologickému profilu 2—2'

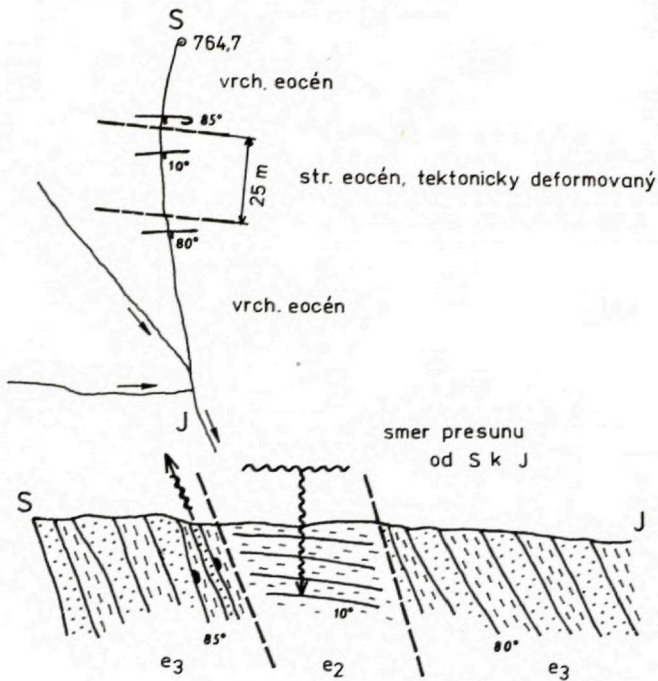
Mezozoikum krížňanského príkrovu: 1 — tmavosivé vápence — gutensteinské a podhradské vápence, stredný trias; 2 — svetlosivé lavicovité dolomity, stredný — vrchný trias; 3 — sivé lavicovité dolomity a ílovité bridlice, karn; 4 — červené ílovité bridlice a svetlé kremité pieskovce, karpatský keuper — norik; 5 — sivé slienité bridlice a slieňovce s lavicami lumachelových a piesčito-krinoidových vápencov — kopienické vrstvy, hetanž — sinemúr;

Vnútrokarpatský paleogén: 6 — ílovcová litofácia, vrchný eocén; 7 — pieskovcová litofácia, vrchný eocén; 8 — pieskovcová litofácia, vrchný eocén — oligocén; 9 — zlomy



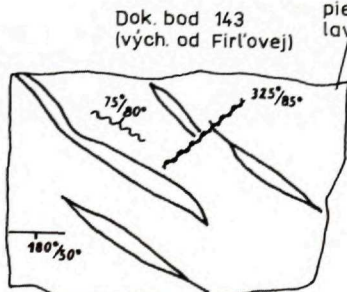
JV  
2'





Obr. 1

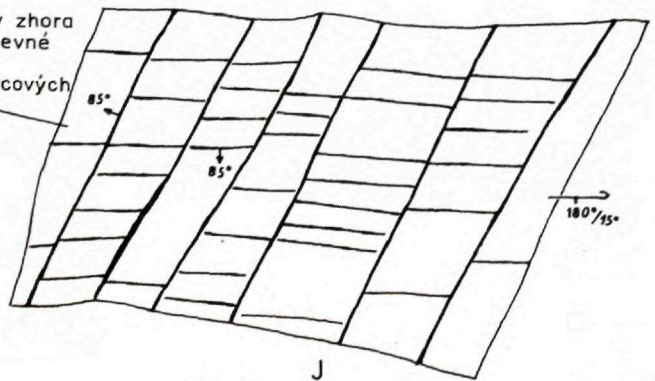
Dok. bod 142  
(Barvínková poľana)



Obr. 2

Dok. bod 143  
(vých. od Firľovej)

pohľady zhora  
na vrstevné  
plachy  
pieskovcových  
lavíc



Obr. 3

Dok. bod 190  
(juž. od kóty 636,3)

Obr. 10 Tektonické deformácie

mezozoiku Ružbach, ako aj útržky vo flyšových sekvenciách pozdĺž tektonických línií dokumentujú, že ide o väčší násun paleogénu na ružbašské mezozoikum a nielen o skrátenie priestoru spôsobené samotným výzdvihom južnejšej časti ostrova. Severný okraj mezozoika s flyšovými sedimentmi skôr naznačuje, že tento násun je ďalekosiahlejší a šariážny charakter tektonickej severnej línie nepresahuje 45° uhol. Tento predpoklad, odvodený z povrchových meraní, sa prihovára za alternatívu, že mezozoikum ružbašského ostrova oblasti Vyšných Ružbach tvorí mezozoické tektonickú kryhu obklopenú centrálno-karpatským paleogénom.

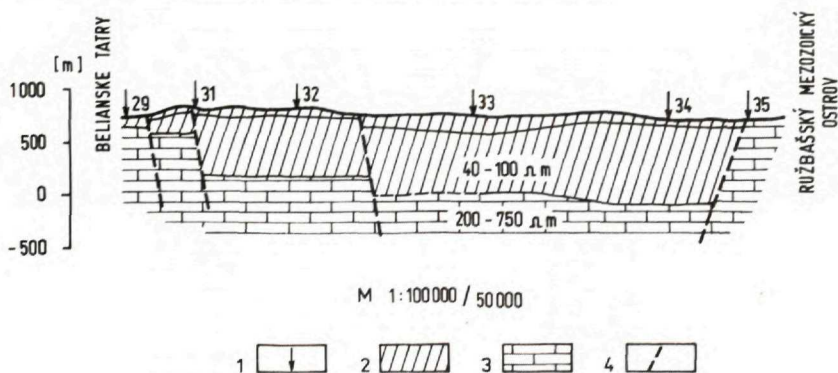
Otázka spojenia mezozoika Ružbach s jeho podložím je zatiaľ nejasná. Veľmi výrazným tektonickým fenoménom sú tektonické poruchy sz.-jv. smeru, ktoré pretínajú nielen mezozoické sedimenty, ale i sedimenty paleogénneho flyšu. Pri mapovacích prácach vo flyšových sedimentoch sme zistili, že porušené klastiká sz.-jv. smeru majú charakter otvorenejších puklín ako poruchy kolmé na tento smer (obr. 10).

### Hydrogeologické pomery

Hydrogeologické otázky v Ružbachoch úzko súvisia s výverom termálnych minerálnych prameňov. Hydrogeológovia majú v tejto oblasti oddávna problémy nielen so získaním väčšieho množstva vody, ale aj s ich udržiavaním, pretože nadmerné množstvo CaCO<sub>3</sub> umožňuje tvorbu organických vápencov a tým upcháva výverové cesty. Ako príklad môže slúžiť „Kráter“ vo Vyšných Ružbachoch, ktorého prítok vody museli obnoviť technickými prácami (IGHP Žilina).

Všeobecne sa v hydrogeologických prácach uvádza, že vývery minerálnych vôd vo Vyšných Ružbachoch sú na križovaní sv.-jz. zlomov so zlomami sz.-jv. smeru. Tento jednoznačný názor je východiskom z núdze. Pri dôkladnej analýze tektonických porúch zistíme, že v ružbašskom mezozoickom ostrove a jeho paleogénom okolí je mnoho miest, kde sa poruchy križujú a minerálne vývery nenachádzame. Tento problém pravdepodobne súvisí so severovýchodným ukončením celého ružbašského mezozoického ostrova, ale hlavne s charakterom poruchových systémov, resp. zlomov. Ružbašský mezozoický ostrov ohraničuje zo severu tektonická porucha, ktorá má skôr charakter šariážnej tektonickej plochy ako poruchy zlomového charakteru. Z južnej strany sa mezozoikum s flyšovými sedimentmi stýka tiež tektonicky, ale charakter tektonickej deformácie má lineárnejší priebeh a jej sklon je pravdepodobne strmší. Tektonické línie, resp. porušené sedimenty v smere SV—JZ majú charakter zatvorených porúch, kým tektonické poruchy kolmé na tento smer (čiže sz.-jv smeru) sú otvorené. Dokumentujú nám to mnohé terénne pozorovania, a hlavne merania. Cez otvorené pukliny, resp. systémy puklín, dochádzalo aj k prúdeniu roztokov, z ktorých sa vyzrážal čistý kalcit. Kalcitom nezostal vyplnený celý priestor puklinovej geódy, ale len jej steny. Takéto príklady nachádzame vo flyšových klastoch zo severnejšej i z južnej strany mezozoických sedimentov. Z toho dôvodu usudzujeme, že práve poruchy sz.-jv. smeru sú najvhodnejšie pre výstupové cesty podzemných vôd. Poruchy sv.-jz. smeru majú skôr charakter bariérových clôn (resp. tesniacich zón).

Otázka infiltračnej oblasti je v prípade výverov minerálnych termálnych vôd rovnako stará ako samotný výskum ružbašských minerálnych prameňov. Podľa našich pozorovaní a porušenosti povrchových flyšových sedimentov i samotného mezozoika sa stotožňujeme s názorom o hydrogeologických predstavách tých autorov, ktorí za infiltračnú oblasť minerálnych vôd vystupujúcich v ružbašskom mezozoiku považujú vápencovo-dolomitické komplexy krížňanského príkrovu Belianskych Tatier. Možno teda predpokladať zostup infiltračných vôd z karbonátov Belianskych Tatier pod paleogénom Spišskej Magury (podľa teplôt minerálnych vôd možno predpokladať minimálny zostup do hĺbky približne 760 m, viď J. HALEČKA 1979). Podľa geofyzikálnych prác možno očakávať podložie v hĺbke 600—800 m (obr. 11). Nemožno však vylúčiť ani zostup podzemných vôd z Belianskych Tatier ešte do väčších hĺbok, ak v ich výstupnej vetve dochádza k určitému ochladzovaniu vôd. Výstupná cesta týchto vôd je situovaná na východnom okraji ružbašského mezozoika širšej oblasti krížovania sa okrajového podtatransko-ružbašského zlomu a priečných zlomov, z ktorých najvýznamnejší je „žriedlový zlom“. Výstup vôd je viazaný na ostrov dolomitov, ktorý má malú poruchovú rozlohu, ale značný hydrogeologický význam. Tieto dolomity tvoria v súčinnosti s vyššie uvedenou tektonikou výstupnú cestu pre termálne vody ružbašského ostrova (výdatnosť asi  $27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , J. HALEČKA 1979; teplota vody  $20,7\text{--}22,0 \text{ }^\circ\text{C}$  — O. FRANKO—S. GAZDA—M. MICHALÍČEK 1975; tab. 1). Ťažko určiť, či sú výstupné cesty viazané iba na zlomové pásma, alebo aj na dolomitový komplex mimo vlastných zlomov. Okrem hlbokého obehu podzemných vôd je na ostrov dolomitov viazaný i plytší obeh, u ktorého tiež treba predpokladať zostup podzemných vôd do väčšej hĺbky. Dokumentuje to jednak zvýšená teplota (v porovnaní s priemernou ročnou teplotou zvýšená asi o  $6\text{--}7 \text{ }^\circ\text{C}$ ), ako aj neúmerne vysoká a stála výdatnosť ( $13,0\text{--}17,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) v porovnaní s rozlohou k povrchu vystupujúcich zvodnených karbonátov v tejto oblasti ( $0,27 \text{ km}^2$ ). Svedčí to o drénowaní podstatne väčších rozlôh karbonátických hornín vlastného mezozoika ako je ich povrchová rozloha.



Obr. 11 Geofyzikálny profil

1 — stanovište VES; 2 — flyšové sedimenty; 3 — staršie podložné útvary — karbonáty, miestami porušené; 4 — kvartér;

Chemizmus minerálneho prameňa IZABELA vo Vyšných Ružbachoch  
(podľa O. FRANKA-S. GAZDU-O. MICHALÍČKA 1975)

Fyzikálne a chemické vlastnosti							
Teplota °C	20,7	CO <sub>2</sub> mg/l	1249,0	o-SiO <sub>2</sub> mg/l	pp nestan.	celk. miner. mg/l 1849,28	
Iónové zloženie							
katióny	mg/l	mval/l	mval %	anióny	mg/l	mval/l	mval %
Li <sup>1+</sup>	1,50	0,216	0,44	Cl <sup>1-</sup>	15,82	0,446	0,91
Na <sup>1+</sup>	32,00	1,391	2,82	Br <sup>1-</sup>	0,27	0,003	0,01
K <sup>1+</sup>	10,40	0,266	0,54	J <sup>1-</sup>	0,11	0,001	0,00
NH <sub>4</sub> <sup>1+</sup>	0,40	0,022	0,04	F <sup>1-</sup>	1,70	0,089	0,18
Mg <sup>2+</sup>	97,52	8,020	16,26	NO <sub>2</sub> <sup>1-</sup>	0,00	0,000	0,00
Ca <sup>2+</sup>	293,18	14,630	29,66	NO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	stopy	0,000	0,00
Sr <sup>2+</sup>	2,99	0,068	0,14	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	263,53	5,469	11,14
Ba <sup>2+</sup>	—	—	—	HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	6,63	0,138	0,28
Mn <sup>2+</sup>	0,30	0,000	0,00	HCO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	1122,40	18,400	37,48
Fe <sup>2+</sup>	0,70	0,025	0,07	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,00	0,000	0,00
Al <sup>3+</sup>	0,13	0,014	0,03	OH <sup>1-</sup>	0,00	0,000	0,00
súčet:	438,82	24,652	50,00	súčet:	1410,46	24,546	50,00
Stopové prvky							
As	0,0	Ni	0,0	Cu	7,0		
Mo	10	Co	0,0	Zn	5,80		
Cr	0,0	Ti	20	Pb	1,60		
				U	0,3		
spektrochemicky dokázaná prítomnosť: Si, B, Mn, Mo, Ba, Rb, Cr.							

Nápadná tektonická a litologická zhoda ružbašského ostrova a Vysokých Tatier mala spoločný osud. Mohutné bazálne členy centrálnokarpatského paleogénu na severných svahoch Vysokých Tatier, ako aj mezozoikum, sú najvhodnejšou zbernou oblasťou zrážkových vôd, ktoré infiltrované popod nepriepustný šambronský flyš vytekajú na tektonických poruchách sz.-jv. smeru.

## Literatúra

- HALEČKA, J. 1979: Podzemné vody ružbašského mezozoického ostrova (dipl. práca). Katedra hydrogeológie PFUK, Bratislava.
- FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, O. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.
- HANZEL, V.—REPKA, T. 1972: Mineral Waters of Vyšné Ružbachy and Effects of mining of Travertine upon these Water. International Symposium on Protection of Mineral Waters Karlovy Vary (Carlsbad) 15.—19. 5. 1973, 127—132.
- HANZEL, V.—REPKA, T. 1973: Podzemné vody okresnostnej Vyšné Ružbachy, Mineralia slov. 5, 2. Bratislava, 205—219.



- HANZEL, V. 1974: Poznatky z hydrogeologického výskumu kvartérnych sedimentov Vysokých Tatier a ich predpolia, *Mineralia slov.* 6,3, Bratislava, 291—298.
- CHMELÍK, F. 1960: Přehled geologických poměrů na Slovensku. *Věst. Ústř. Úst. geol., Praha*, XXXV, 6, 451—458.
- HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR „minerálne vody“. Vydavateľstvo Slov. Akad. Vied, Praha, 1—800.
- KULLMANOVÁ, A. 1974: Litologicko-mikrofaciálny výskum ružbašského mezozoika. Záverečná správa — archív Geol. Úst. D. Štúra.
- KULLMANOVÁ, A.—ĎURKOVIČ, T.—NEMČOK, J. 1982: Vysvetlivky k mape ochranného rájonu Ružbašských kúpeľov. *Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- MAHEL, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. *Práce Štát. geol. Úst.* 27, Bratislava, 1—84.
- MAHEL, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. Práce, Geol. Úst. D. Štúra, Zošit 51*, Bratislava, 5—12.
- MAHEL, M. 1963: Stratigrafia mezozoika ružbašského ostrova. *Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 87—92.
- MAHEL, M. 1967: Regionálna geológia ČSSR, 2, Praha, 9—486.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied* 30/2, Bratislava, 101—125.
- PORUBSKÝ, A. 1977: Vyšné Ružbachy, najvýchodnejší areál minerálnych vôd na Slovensku. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied*, 29,1, Bratislava, 19—31.
- STACHE, G.—NEUMAYER, M. 1868: Die Klippen bei Lublan und Jarembina. *Verhandl. Geol. R. A. Wien*, 1—258.
- UHLIG, V. 1886: Über des Gebiet von Rauschenbach. *Verh. d.k.k. geol. R. A. Wien*, 1—141.
- UHLIG, V. 1891: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Karpathen III. Theil. Das Inselgebirge von Rauschenbach, *Jb.-K.-Kön. geol. Reichsanst. Bd. 41, Wien*, 423—442.

A. Kullmanová—J. Nemčok

## Geology of Ružbachy Spa

### Summary

The Ružbachy Mesozoic island is amidst Paleogene flysch sediments. The structure of the Ružbachy Mesozoic comprises the following lithostratigraphic units: Gutenstein limestones, Podhradie limestones, Carpathian Keuper, Fatra beds, Allgäu limestones, radiolarites and radiolarian Dogger limestones. Upper Jurassic and Lower Cretaceous limestones form megablocks. At present we cannot exactly say whether they form a coarse clastic component in Paleogene conglomerates or tectonic shreds transgressed by basal Paleogene sediments. Mesozoic lithostratigraphic units form the southvergent anticlinal structure in the geologic cross-section. Cores of the anticlines consist of Middle Triassic dolomites and dolomite limestones. Limbs of anticlines consist of younger sediments. Paleogene sediments are represented by basal conglomerates and their overlying flysch turbidite sediments. The Ružbachy Mesozoic island is at the north and south in tectonic contact with flysch sediments. The southern tectonic contact with Paleogene flysch sediments is steeper; the northern contact has the character of an overthrust plane. Tectonic faults are NE — SW, NW — SE — striking. The NE — SW tectonic lines show the character of closed faults, and tectonic faults perpendicular to this course (NW — SE) are open. It follows that the NW — SE faults are most favourable for the ascent of groundwaters. The NE — SW faults have rather the character of a barrier. We agree with those authors who regard the limestone — dolomite complexes of the Križna nappe in the Belianské Tatry Mts. as the intake area of mineral waters occurring in the Ružbachy Mesozoic.

## Explanations of Figures

Fig. 1 Situation Map.

Fig. 2 Lithostratigraphic Profile of the Ružbachy Mesozoic and the Inner-Carpathian Paleogene.

Fig. 3 Geological Map of the Vicinity of Ružbachy (A. KULLMANOVÁ—J. NEMČOK 1983).

Explanations: 1 — alluvium; 2 — proluvial sediments—sands, gravels (Holocene); 3 — deluvium and alluvium — loamy, stony (Holocene); 4 — landslides; 5 — travertines and freshwater limestones (Holocene); 6 — travertines and freshwater limestones (Würm); 7 — terrace (Riss); 8 — terrace (Riss 1, Early); 9 — terrace (Riss 2, Late); 10 — travertines and freshwater limestones (Riss); 11 — travertines and freshwater limestones, Early — Middle Pleistocene); 12 — Tertiary — Inner-Carpathian Paleogene — claystone-sandstone lithofacies (Upper Eocene); 13 — sandstone lithofacies (Upper Eocene); 14 — lithofacies of marls (Middle-Upper Eocene); 15 — basal conglomerates (Upper Lutetian); 16 — light-grey compact limestones and organodetrital limestones (Upper Jurassic — Lower Cretaceous); 17 — grey radiolarites and radiolarian limestones (Dogger — Malm); 18 — “Fleckenmergel” — Allgäu beds (Lotharingian — Toarcian); 19 — “Gresten beds” — Kopienec beds (Hettangian — Sinemurian); 20 — Fatra beds (Rhaetian); 21 — Carpathian Keuper (Norian); 22 — grey dolomites and dolomite claystones (Cordevolian); 23 — light-grey banked dolomites (Middle-Upper Triassic); 24 — Gutenstein and Podhradie limestones (Middle Triassic); 25 — geologic boundaries: normal, tectonic, covered; 26 — strike and dip; 27 — springs; 28 — localities of fossils.

Fig. 4 Lithologic Profile of the Valley Podolíneč, the southern slope of Čuba — Middle Triassic.

Fig. 5 Lithologic Profile of the Valley Podolíneč SE of B.M. 802.0 — Upper Triassic.

Fig. 6 Lithologic Profile of the Loc. Toprec, the northern Slope of Homolka, Carpathian Keuper.

Fig. 7 Lithologic Profile of the Loc. Ružbachy, the southern Slope of Kukura.

Fig. 8 Tectonical Map.

Fig. 9 Geologic profiles through the Křížna nappe and Inner-Carpathian Paleogene

Fig. 10 Tectonic Deformations.

Fig. 11 Geophysical Profile 1 — VES location; 2 — flysch sediments; 3 — ancient basemen formations — carbonates, locally disturbed, 4 — Quaternary;

### Explanations to geologic profile 1—1'

#### Mesozoic of Křížna nappe

1 — dark-grey limestones — Gutenstein and Podhradie limestones, Middle Triassic; 2 — light-grey bedded dolomites, Middle — Upper Triassic; 3 — grey bedded dolomites and clayey shales, Carnian; 4 — red clayey shales and light-coloured quartzose sandstones — Carpathian Keuper, Norian; 5 — grey coquina — Fatra Formation, Rhaetian; 6 — grey marly shales and marlstones with coquina beds and sandy-crinoidal limestone — Kopienec Formation, Hettangian — Sinemurian; 7 — dark-grey radiolarites and radiolarian limestones, Dogger — Malm;

#### Inner-Carpathian Paleogene

8 — basal conglomerates, Middle Eocene; 9 — grey marlstones, Middle — Upper Eocene; 10 — claystone lithofacies, Upper Eocene; 11 — sandstone lithofacies, Upper Eocene; 12 — sandstone lithofacies, Upper Eocene — Oligocene

### Explanations to geologic profile 2—2'

#### Mesozoic of Křížna nappe

1 — dark-grey limestones — Gutenstein and Podhradie limestones, Middle Triassic; 2 — light-grey bedded dolomites, Middle — Upper Triassic; 3 — grey bedded dolomites and clayey shales, Carnian; 4 — red clayey shales and light-coloured quartzose sandstones — Carpathian Keuper, Norian; 5 — grey marly shales and marlstones with beds of coquina and of sandy-crinoidal limestones — Kopienec Formation, Hettangian — Sinemurian;

#### Inner-Carpathian Paleogene

6 — claystone lithofacies, Upper Eocene; 7 — sandstone lithofacies, Upper Eocene; 8 — sandstone lithofacies, Upper Eocene — Oligocene.

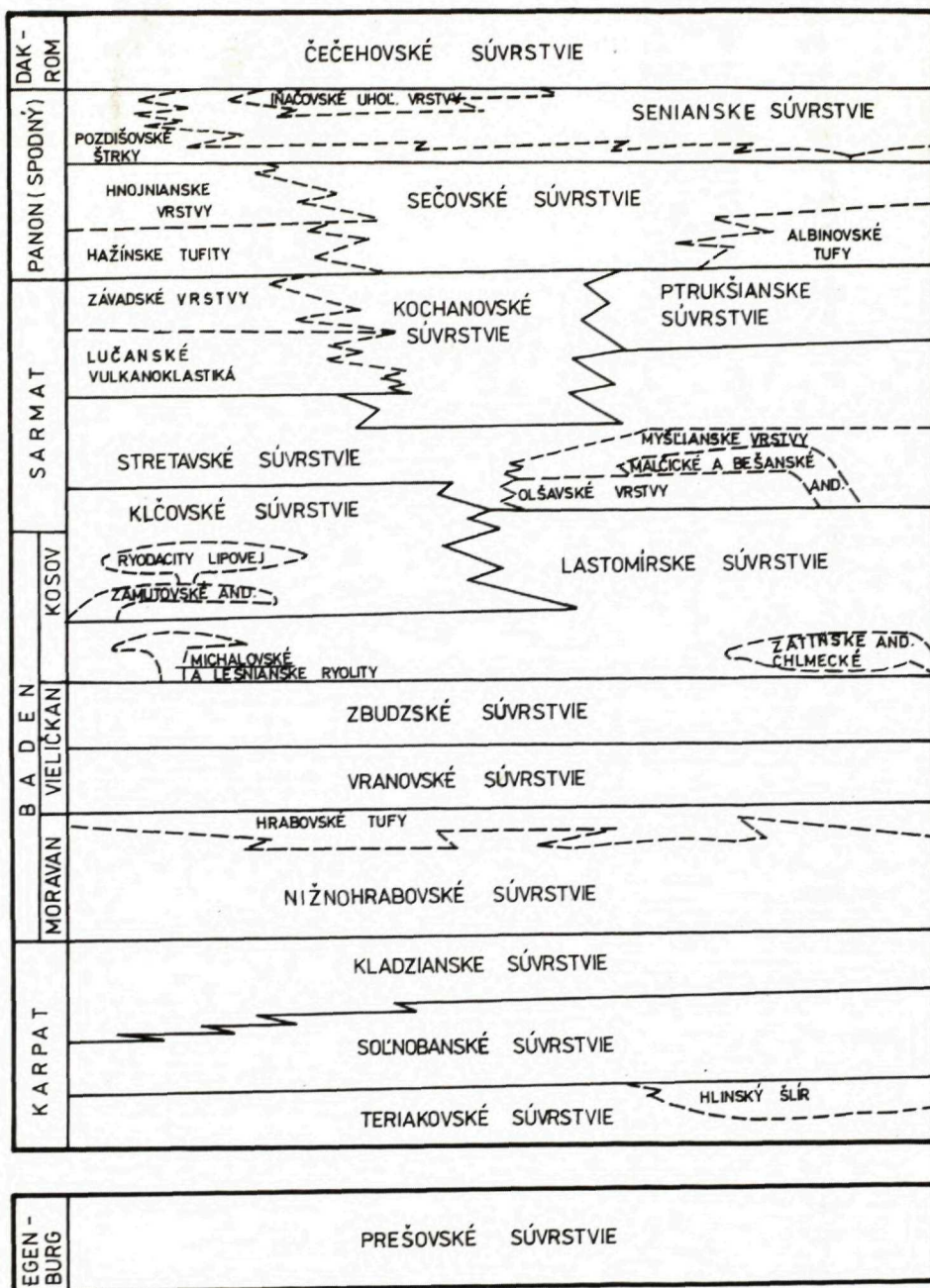
Dionýz Vass—Jozef Čverčko

## Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny

(2 obr. v texte, angl. resumé)

Abstract. Neogene sediments of the East-Slovakian Lowland were divided into 15 formations according to their lithofacies characters. Some formations were also divided into members.

Východoslovenská nížina, ktorá sa rozprestiera medzi Slánskymi vrchmi, Ondavskou vrchovinou, Vihorlatskými vrchmi a Zemplínkymi vrchmi, je súčasťou transkarpatskej panvy, ktorá je vyplnená sedimentmi hlavnej a neskorej alpínskej molasy a vulkanitmi neogénneho veku. Neogénne horniny v priestore Východoslovenskej nížiny sú zväčša zakryté kvartérom a len čiastočne vystupujú na povrch v pahorkatine na okrajoch panvy. Litologický vývoj a vzájomné vzťahy jednotlivých vrstevných celkov neogénu pomohli v troch uplynulých desaťročiach ozrejmiť vrty hĺbené na vyhľadávanie uhlia, zemného plynu a nafty. Dnešný stav poznatkov o neogéne Východoslovenskej nížiny umožňuje načrtnúť základné litostratigrafické členenie. Návrh členenia, ktorý tu predkladáme (obr. 1), rešpektuje všetky dosiaľ opísané a definované litostratigrafické jednotky neogénu východného Slovenska ak zodpovedajú, alebo po menšej úprave ich možno dať do súladu so zásadami československej litostratigrafickej terminológie (J. CHLUPAČ edit. 1978). Názvy vrstevných celkov, ktoré nezodpovedajú požiadavkám, sme museli nahradiť novými. Niektoré litostratigrafické celky tu opisujeme po prvýkrát. Domnievame sa, že väčšina existujúcich, redefinovaných alebo novodefinovaných litostratigrafických jednotiek má širšiu platnosť a možno ich použiť tiež pri litostratigrafickom členení neogénu Košickej kotliny. Niektoré jednotky sú dokonca prevzaté z Košickej kotliny, resp. v tejto kotlině majú svoj stratotypový profil. Neogén Košickej kotliny má však tiež niektoré špecifické jednotky, o ktorých sa tu nebudeme zmieňovať.



Obr. 1 Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny (D. VASS — J. ČVERČKO)

## Litostratigrafické jednotky egenburgu

Prešovské súvrstvie (prešovská fácia T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 147).

Názov je odvodený od mesta Prešov. V hlinisku tehelne na severnom okraji mesta je obnažená časť súvrstvia — čiastkový stratotypový profil. Úplný profil súvrstvia prevráta vrt Prešov-1 (P-1; 1 km západne od Teriakoviec, obr. 2) v hĺbkovom intervale 1 140—2 120 m, t. j. v celkovej hrúbke 980 m. Súvrstvie leží diskordantne na vnútrokarpatskom paleogéne (resp. na egeri) a na predterciálnych horninách. Je rozšírené hlavne v severnej časti Košickej kotliny (okolie Prešova), ale bolo zistené aj v severnej časti Východoslovenskej nížiny (pri Vranove n/Topľou) a v doline rieky Čirochá. V okolí Prešova je súvrstvie tvorené sivými piesčitými rozpadavými siltovcami s polohami jemnozrnných vápnitých pieskoviec a premenených ryolitových tufov. V spodných častiach súvrstvia sú aj polohy zlepcov. Obsahuje morskú faunu: *Pecten* cf. *burdigalensis*, *Pitar* cf. *lilacinoides*, *Cardium* cf. *moeschanum*, *Robulus cultratus*, *R. inornatus*, *Gyroidina soldanii*, *Spiroplectamina carinata* a i. (J. ŠVAGROVSKÝ 1952, P. ČTYROKÝ 1960, V. KANTOROVÁ 1954, I. ČIČHA—J. KHEIL 1962 a i.).

Čelovské súvrstvie (B. LEŠKO 1957, str. 306)

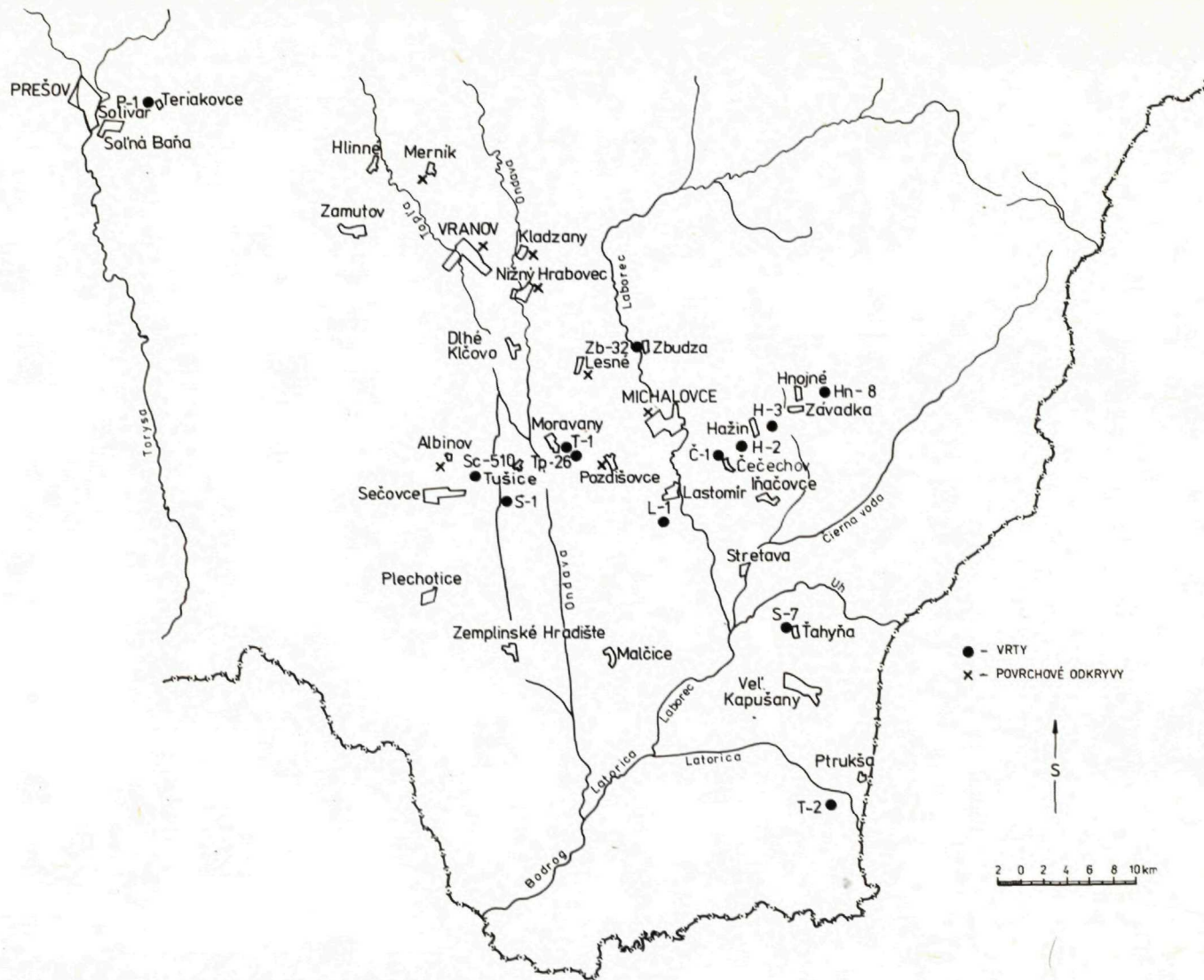
Je laterálnym ekvivalentom pravdepodobne vrchnej časti prešovského súvrstvia. Vo Východoslovenskej nížine dosiaľ nebolo zistené, preto sa ním podrobnejšie nebudeme zaoberať. Uvedieme iba hlavné litologické odlišnosti od prešovského súvrstvia. V súvrství sú popri sivých aj pestré siltovce, resp. ílovce, prítomné sú slojky uhlia. Spoločenstvá fauny obsahujú formy obľubujúce brakické morské prostredie: *Poly-mesoda brongiarti*, *Congerina basteroti*, *Theodoxus gregarius*, *Melanopsis hantkeni*, *Pirenella hornensis*, *Ostrea* cf. *cyatula* (J. VOLFOVÁ 1959).

Otnang vo východoslovenskej neogénnej panve nebol dosiaľ spoľahlivo dokázaný, niektorí autori sa domnievajú, že by mu mohla zodpovedať vrchná časť prešovského súvrstvia (napr. R. JIŘÍČEK in R. RUDINEC et al. 1981).

## Litostratigrafické jednotky karpátu

Teriakovské súvrstvie

Názov je odvodený od obce Teriakovce 3 km vsv. od Prešova (v minulosti bolo označované ako „flyšový vývoj“ — B. LEŠKO 1955, str. 23—24, resp. „flyšoidný pieskovecovo-pelitický až pieskovcový vývoj“ — T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 152). Typový profil prevráta vrt Prešov-1 (P-1; 1 km z. od Teriakoviec, obr. 2) v hĺbke 590—1 140 m. Je to bazálne súvrstvie karpátu. Leží transgresívne na egenburgu a diskordantne na predneogénnych horninách. Je rozšírené v severnej



Obr. 2 Stratotypy litostratigrafických jednotiek neogénu Východoslovenskej nížiny

a centrálnej časti Východoslovenskej nížiny, kde je hrubé 150—250 m (v okolí Prešova vyše 500 m), tvoria ho zlepenca hojné v spodnej časti,\* vyššie je flyšoidné striedanie pieskovcov a ílovcov s polohami drobných zlepenčov.

V súvrství možno vyčleniť litostratigrafickú jednotku najnižšieho radu (vrstvy) — hlinský šlír — názov odvodený od obce Hlinné, severozápadne od Vranova n/Topľou, v okolí ktorej sú vrstvy rozšírené. Ide o laterálny ekvivalent pravdepodobne vrchnej časti teriakovského súvrstvia, ktorý sa od vlastného súvrstvia líši tým, že prevládajúcim litotypom vrstiev je šedý vápnitý silt — rozpadavý siltovec s hojnou morskou faunou.

Teriakovské súvrstvie obsahuje morské foraminifery vrátane typického karpatského druhu *Uvigerina graciliformis*, sprievodné sú ďalšie spodnomiocénne druhy *Uvigerina parkeri breviformis*, *U. bononiensis primiformis* (I. ZAPLETALOVÁ 1970). Hlinský šlír obsahuje i morské mäkkýše *Brissopsis ottningensis*, *Nucula nucleus*, *Arca diluvii*, *Lima labani*, *Macoma elliptica*, *Flabellipecten passini* (J. SENEŠ 1955) a nanoplanktón zóny NN 4 (R. LEHOTAYOVÁ 1982).

Soľnobanské súvrstvie (v minulosti „soľonosné súvrstvie“ — T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 150—151)

Názov odvodený od bývalej obce Soľná Baňa, dnes časť obce Solivar, juhovýchodne od Prešova. Za typový profil súvrstvia treba považovať vrt Prešov-1 (P-1, obr. 2), ktorý súvrstvie prevrtal v intervale 510—590 m. Súvrstvie leží na teriakovskom súvrství. Je rozšírené v severnej a centrálnej časti Východoslovenskej nížiny, jeho hrúbka je 250 m. Pozostáva z tmavosivých slaných a vápnitých ílovcov, resp. siltovcov s ojedinelými vložkami vápnitých pieskovcov, s polohami kamennej soli, resp. sadrovca a anhydritu, ktoré tvoria aj hniezda. Súvrstvie je chudobné na morské organizmy. V spoločenstve foraminifer bol zistený karpatský druh *Uvigerina graciliformis* a spodnomiocénny druh *U. parkeri breviformis* (V. KANTOROVÁ 1954, I. CÍCHA—J. KHEIL 1962).

#### Kladzianske súvrstvie

Názov je odvodený od obce Kladzany, východne od Vranova n/Topľou (v minulosti boli pre súvrstvie používané názvy „flyšoidný bridlicový vývoj“, resp. „pestrá flyšoidná formácia“ — B. LEŠKO 1955, str. 25—26; „pestré sliene, prieskovce“ — T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 151—152). Čiastkový stratotyp je odkrytý

\* T. BUDAY (in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 152) opísal ako karpatské zlepenca „mernického typu“. Vek týchto zlepenčov sa nepodarilo jednoznačne určiť. Vo vzorkách z vrtov série MV (vyhľadávací prieskum na Hg zrudnenie, realizovaný Geologickým prieskumom, n. p. riešiteľ I. Križányi), ktoré prevrtali nadložíe i podložíe predmetných zlepenčov, V. KANTOROVÁ (ústne oznámenie 1981) našla spoločenstvá foraminifer paleogénneho veku. Nanoflóra vo vzorkách nebola nájdená (R. LEHOTAYOVÁ, ústne oznámenie 1981). R. BRZBOHATÝ (písomné oznámenie I. KRIŽÁNÝMU) uvádza prítomnosť miocénnych foraminifer.

v zárezoch poľných ciest a v roklinách na západnom svahu kóty Stavy, východne od obce. Úplný profil súvrstvia prevrtal vrt Trhovište-26 (T-26; 1,8 km juhovýchodne od obce Moravany, obr. 2) v hĺbke 2 490—3 830 m. Súvrstvie leží na soľnobanskom súvrství, nie je vylúčené, že sa ním aspoň čiastočne laterálne zastupuje. Jeho hrúbka v okolí Trhovišta dosahuje 1 300 m. Tvorí ho pestré (červené, fialové, hnedoškvrité, svetlozelené, žlté) vápnite slabopiesčité ílovce a íly s tenkými polohami jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Súvrstvie zväčša obsahuje morskú mikrofaunu vrátane karpatského druhu *Uvigerina graciliformis*, ďalej druhu *U. bononiensis compressa*, *U. acuminata*, *Bolivina hebes*, *Cibicides ungarianus* (I. ZAPLETALOVÁ 1974).

### Litostratigrafické jednotky bádenu

Nížnohrabovské súvrstvie (V minulosti „detritické súvrstvie spodného tortónu“ (rozumej bádenu) T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 153—154)

Názov je odvodený od obce Nižný Hrabovec, juhovýchodne od Vranova n/Topľou. Čiastkový stratotyp je v lome a jeho okolí na severovýchodnom okraji obce. Kompletný profil prevrtal vrt Trhovište-1 (T-1; 0,9 km juhovýchodne od obce Moravany, obr. 2) v hĺbkovom intervale 2 645—3 037 m. Súvrstvie leží so skrytou diskordanciou na kladzianskom súvrství, resp. diskordantne na predneogénnom podloží. Je rozšírené v priestore takmer celej Východoslovenskej nížiny s výnimkou severného okraja (kde na povrch vystupujú predbádenské súvrstvia), sobranskej hrasti a Zemplínskych vrchov. Je hrubé okolo 500—600 m. Súvrstvie tvoria vápnité pieskovce, siltovce a ílovce s polohami ryodacitových tufov a tufitov. Zeolitizované tufy a tufity sú vyčlenené ako nižšia litostratigrafická jednotka hrabovské tufy (hrabovský dacitový až ryodacitový tuf, T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 154). Ich stratotyp sa nachádza v spomínanom lome na severovýchodnom okraji obce Nižný Hrabovec. Tvorí vrchnú časť súvrstvia a ich hrúbka dosahuje až 140 m (vo vrte Trhovište-26, R. RUDINEC 1978, str. 60). Súvrstvie obsahuje hojnú morskú faunu. Podrobne boli študované spoločenstvá foraminifer, o. i. boli zistené typické spodnobádenské formy vrátane indexovej fosílie štandardnej planktonickej zóny N9 *Orbulina saturalis*, ďalej preorbuliny, *O. universa* a veľké lagenidy. Spoločenstvo nanoflóry obsahuje formy typické pre zónu NN 5, vrátane indexového druhu *Sphaenolithus heteromorphus* (R. DANIHELOVÁ 1954, I. CÍCHA—J. KHEIL 1962, R. LEHOTAYOVÁ 1982).

Vranovské súvrstvie („detritické súvrstvie vrchného tortónu“ (rozumej bádenu) T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 154—155)

Názov je odvodený od mesta Vranov n/Topľou. Stratotypový profil sa nachádza na svahu zvanom Sendersova debra a v rokline severovýchodne od nemocnice v meste Vranov n/Topľou. Súvislý profil súvrstvia prevrtal vrt Trhovište-1 (T-1, obr. 2)



v hĺbkovom intervale 2 221—2 645 m. Súvrstvie leží konkordantne na nižnohrabovskom súvrství, má však aj čiastočne transgresívny charakter, lebo leží diskordantne na paleozoiku v oblasti Ptrukshe. Inak sa rozšírenie kryje s rozšírením spodného bádenu. Maximálna hrúbka je 500—600 m. Pozostáva zo šedých vápni-tých siltovcov, ílovcov a pieskocov, negatívnym znakom voči nižnohrabovskému súvrstviu je neprítomnosť zeolitizovaných tufov — tufitov a ryolitových tufov. Iba v okolí Trebišova v spodnej časti súvrstvia sú polohy kyslých tufitov. Súvrstvie obsahuje morskú faunu, z foraminifer sú prítomné aglutinované formy spoločenstva zóny so *Spiroplactamina carinata* (*Valvulineria arcuata*, *V. marmaroschensis*, *Bulmina elongata intonsa*, *Uvigerina* aff. *rugosa*, *U. aff. asperula*, *U. aff. costata* a. i. — I. ZAPLETALOVÁ 1974, V. KANTOROVÁ 1983). Vek súvrstvia je stredný báden — vieličkan.

Zbudzské súvrstvie (II. soľné súvrstvie, resp. sadrovcový obzor — J. JANÁČEK 1959, tab. 1, resp. soľná séria albinovská — J. JANÁČEK 1959, str. 92)

Názov je odvodený od obce Zbudza severovýchodne od Michaloviec. Stratotypový profil je vo vrte Zbudza 32 (Zb-32, obr. 2) na západnom okraji obce, hĺbkový interval 280—440 m. Súvrstvie leží konkordantne na vranovskom súvrství, na povrch nevystupuje a vrty overili jeho prítomnosť pri severnom okraji i v strede Východoslovenskej nížiny. Maximálna hrúbka je 300 m. Pozostáva zo slaných ílov a evaporitov: halitu, sadrovca, anhydritu. Súvrstvie obahuje chudobné spoločenstvo drobných foraminifer (*Globigerina* aff. *bulloides*, *Globorotalia scitula*, *Globigerinaoides trilobus*, *Uvigerina* aff. *acuelata*, V. GAŠPARIKOVÁ 1963, str. 107). Väčšina autorov sa prikláňa k názoru o strednobádenskom veku súvrstvia (J. JANÁČEK 1960, J. SLÁVIK 1967 a i.). V. GAŠPARIKOVÁ (l. c.) sa domnieva, že vek súvrstvia je vrchný báden.

Lastomírske súvrstvie („pelitická fácia vrchného tortónu“ (rozumej bádenu) T. BUDAY in A. MATĚJKA et al. 1964, str. 155—156)

Názov odvodený od obce Lastomír južne od Michaloviec. Stratotypový profil je vo vrte Lastomír-1 (L-1, obr. 2), situovanom 2,3 km jz. od obce, v hĺbkovom intervale 1 450—2 825 m. Leží na staršom bádene, na zbudzskom, resp. vranovskom súvrství diskordantne. Jeho rozšírenie je podobné ako rozšírenie vranovského súvrstvia, chýba však na severnom okraji Východoslovenskej nížiny. Maximálna hrúbka súvrstvia je 2 000 m. Jeho stredná a vrchná časť laterálne prechádza do klčovského súvrstvia. Súvrstvie je tvorené vápnitými ílmi — ílovcami, v ktorých sú polohy pieskov a kyslých tufov. Súvrstvie obsahuje morskú a morsko-brakickú faunu. Hlavne na základe foraminifer, ktoré svojim zložením zodpovedajú zóne s *Bolivina dilatata* (*Bolivina* ex gr. *elongata*, *B. ex gr. pupoides*, *B. ovata*, *B. antiqueformis*, *Uvigerina asperula*, *U. aff. semiornata*, *Valvulineria complatata* a i., B. KUDLÁČKOVÁ in J. JANÁČEK 1961, 1962, 1963), súvrstvie je korelované s vrchným bádenom — kosovom.

Súveké s lastomírskym súvrstviem sú michalovské a lesnianske ryolity, zatínske a pravdepodobne aj chlmecké andezity\*.

### Kľčovské súvrstvie.

Je litostratigrafickou jednotkou vrchného bádenu a najspodnejšieho sarmatu. Opisali ho ako kľčovské vrstvy J. ČVERČKO et al. (1968). Názov je odvodený od obce Dlhé Kľčovo. Je rozšírené v severozápadnej časti Východoslovenskej nížiny a približne od línie Košice—Trebišov—Michalovce na juhovýchod laterálne prechádza do lastomírskoho súvrstvia. Jeho maximálna hrúbka je 1 700 m. Ostro nasadá na podložie. Približne spodná tretina súvrstvia je tvorená detritickými sedimentmi: štrky, piesky, pelity s významným zastúpením valúnov vulkanických hornín (ryolity, andezity) vyššia časť súvrstvia (asi 2/3) je pelitická. Súvrstvie obahuje plytkovodnú a brakickú, resp. suchozemskú faunu. Hojný je zvlášť druh *Ammonia beccarii*. Vo vrchnej časti sa objavujú spodnosarmatské druhy, ako *Elphidium rugosum*, *Cibicides badensis*, *Carychium minimum*, *Alba reflexa*, *Natica helicina sarmatica* (I. ZAPLETALOVÁ in J. JANÁČEK 1962, J. ŠVAGROVSKÝ 1960, R. JIRÍČEK 1972, str. 60, 63).

S kľčovským súvrstviem priestorovo i vekovo asociujú zamutovské andezity a ryodacity Lipovej (pri Merníku).

### Litostratigrafické jednotky sarmatu

#### Stretavské súvrstvie

Názov je odvodený od obce Stretava juhovýchodne od Michaloviec. Stratotypový profil je prevrtaný vrtom Stretava-7 (S-7, obr. 2), situovaným 0,2 km severozápadne od obce Tahyňa, v hĺbke 1 060—2 450 m. Leží transgresívne na lastomírskom, resp. na kľčovskom súvrstvi, v oblasti Zemplínskych vrchov a v podvihorlatskej oblasti leží na predterciálnom podloží. Je rozšírené hlavne v centrálnej južnej, juhovýchodnej a severovýchodnej časti nížiny (s výnimkou sobranskej hrasti). Maximálna hrúbka súvrstvia je 1 800 m. Je to monotónny komplex sivých vápnitých ílov s polohami piesku a ryolitových vulkanoklastík. Súvrstvie obsahuje brakické mäkkýše a foraminifery spodného a stredného sarmatu, t. j. foraminiferových zón s *Elphidium reginum* a *Elphidium hauerinum*, tam kde súvrstvie leží priamo na lastomírskom súvrstvi aj zóny s *Cibicides badensis* (J. ŠVAGROVSKÝ 1960, str. 56—58; V. GAŠPARIKOVÁ—M. CMUNTOVÁ—D. PROKŠOVÁ in M. BRODŇAN et al. 1959, str. 10—12; R. JIRÍČEK 1972, str. 63).

\* Litostratigrafické jednotky vulkanitov bližšie neopisujeme. Treba ich teda považovať za neformálne jednotky. Týka sa to okrem vyššie uvedených aj ryodacitov Lipovej, zamutovských, malčických a bešianskych andezitov.

V Košickej kotline spodná časť stretavského súvrstvia bola opísaná ako olšavské a myšlianske vrstvy (J. ŠVAGROVSKÝ 1959, 1964). Olšavské vrstvy sú tvorené sivými, modrosivými, zelenosivými, v zvetralom stave hnedými až žltohnedými vápnitými ílmi s polohami piesku a vzácné aj andezitových vulkanoklastík.

Myšlianske vrstvy ležia nad olšavskými a litologicky sa im podobajú, ich typickým znakom sú však polohy kyslých tufov a tufitov.

Olšavské i myšlianske vrstvy obsahujú spodnosarmatskú faunu, zónu s *Elphidium reginum*. Spoločenstvá mäkkýšov sa podľa J. ŠVAGROVSKÉHO (1959, 1964), významne odlišujú (charakteristické druhy olšavských vrstiev chýbajú v myšlianskych a naopak).

Malčické a bešianske andezity (malčický vulkanický komplex D. ĎURICA 1965, str. 48) predstavujú pochované andezitové stratovulkány v okolí Malčíc a Beše, ležiace na spodnej a pochované vrchou časťou stretavského súvrstvia.

### Ptrukšianske súvrstvie

Názov odvodený od obce Ptrukša juhovýchodne od Veľkých Kapušian. Stratotypový profil prevrtal vrt Ptrukša-2 (P-2, obr. 2), 3,7 km juhozápadne od obce Ptrukša, v hĺbkovom intervale 985—1 100 m. Súvrstvie leží konkordantne na stretavskom súvrství a je rozšírené v juhovýchodnej časti nížiny. Maximálna hrúbka súvrstvia je okolo 300 m. Tvoria ho vápnité piesky a slabo tmelené pieskovce s polohami sivých a nazelenalých jemnopiesčitých vápnitých ílov, tufitických ílov a tufitov. Obsahujú brakickú mikofaunu zóny s *Porosonion subgranosum* (porovnaj R. JIŘÍČEK 1972, str. 60, 63), t. j. zodpovedajú vrchnému sarmatu.

Lúčanské vulkanoklastiká (v staršej literatúre aglomeraticko-tufitická séria, M. BRODŇAN et al. 1959, viňansko-závadská skupina vulkanitov, R. RUDINEC—J. ČVERČKO 1970). Názov je odvodený od obce Lúčky vjv. od Michaloviec. Stratotypový profil je prevrtaný vrtom Hažín-3 (H-3, obr. 2; 1 km východne od obce Hažín), v hĺbkovom intervale 540—650 m. Sú rozšírené v podvihorlatskej oblasti, kde ležia na stretavskom súvrství. Ich hrúbka je 50—110 m. Sú tvorené z vulkanických andezitových brekcií, tufov, tufitov, tufitických ílov, príp. i andezitových prúdov. Neobsahujú biostratigraficky významné organické zvyšky, ale súdiac podľa fauny v podloží a nadloží, vulkanoklastiká zodpovedajú spodnej časti vrchného, resp. vrchnej časti stredného sarmatu. Radiometrické veku viňanských andezitov, ktoré sú považované za ekvivalenty lúčanských vulkanoklastík, sú v rozmedzí 11,2 až 11,9 mil. rokov (D. VASS et al. 1978).

Závadské vrstvy (v staršej literatúre spodná uhoľná séria M. BRODŇANA et al. 1959, str. 7, 24—27, závadské uhoľné súvrstvie — R. RUDINEC—J. ČVERČKO 1970). Názov odvodený od obce Závadka. Stratotypový profil je prevrtaný vrtom Hažín-2 (H-2, obr. 2), situovaným 1,5 km jz. od obce Hažín, v hĺbkovom intervale 666—802 m. Sú rozšírené v podvihorlatskej oblasti, kde sa postupne vyvíjajú z podložných vulkanoklastík. Ich hrúbka je 80—140 m. Sú laterálnym ekvivalentom

ptrukšianskeho súvrstvia, resp. jeho vrchnej časti. Sú tvorené svetlohnedými, svetlosivými vápnitými ílmi, v ktorých sú polohy piesku, drobnozrnného štrku, tufitu. Typickým znakom vrstiev sú lignitové sloje sprevádzané uhoľnými ílmi. Sloje sú nepravidelne vyvinuté a vytvárajú štyri slojové pásma. Ďalším znakom vrstiev sú konkrécie, resp. polohy pelosideritu. Obsahujú faunu — foraminifery zóny s *Porosion subgranosum* a mäkkýše s besaraskými druhmi: *Cardium gracile plicatofittoni*, *C. latisulcum jammense*, *C. vindobonense jekeliusi*, *Irus naviculatus*, *Mactra vitalina vitalina*, (O. JENDREJÁKOVÁ et al. 1957, str. 122—123). Vrstvy zodpovedajú vrchnému sarmatu (v zmysle E. SEUSSA 1866, resp. spodnému besarábu, t. j. strednému sarmatu v zmysle N. P. BARBOT DE MARNI 1867).

Kochanovské súvrstvie spodné sivé vrstvy tufiticko-lignitickej série J. JANÁČKA 1959, str. 11—113)

Názov odvodený od obce Kochanovce (dnes časť mesta Sečovce). Stratotyp prevráta vrt Sečovce-1 (S-1, obr. 2), situovaný 3,1 km jz. od obce Tušice, v hĺbke 200—920 m. Súvrstvie je rozšírené v širokom okolí Sečoviec. Je to vysladený ekvivalent stredného a vrchného brakického sarmatu, t. j. sú laterálnym ekvivalentom vrchnej časti stretavského a ptrukšianskeho súvrstvia, ako i lúčanských vulkanoklastík a závadských vrstiev. Hrúbka dosahuje niekoľko 100 m. Súvrstvie pozostáva z vápnitých svetlosivých ílov s polohami uhoľných ílov, lignitu, tufitov, resp. bentonitov. Významným znakom je prítomnosť sladkovodných a negatívnym znakom chýbanie brakických mäkkýšov.

### Litostratigrafické jednotky panónu

Sečovské súvrstvie (stredne pestré a vrchné sivé vrstvy tufiticko-lignitickej série J. JANÁČKA l.c.)

Názov odvodený od mesta Sečovce, ktorého západná časť sa rozprestiera na predmetnom súvrství. Stratotypovým profilom súvrstvia je vrt Sečovce-1 (S-1, obr. 2), hĺbkový interval 10—200 m. Súvrstvie je rozšírené v centrálnej, východnej a južnej časti Východoslovenskej nížiny. Leží transgresívne a diskordantne na rôznych litostratigrafických jednotkách sarmatu a transgreduje tiež na sobranskú hrasť, kde leží priamo na mezozoických horninách. Hrúbka súvrstvia dosahuje 300—400 m. Spodná časť súvrstvia pozostáva z pestrých, vrchná časť zo sivých vápnitých ílov s polohami tufov a tufitov, uhoľných ílov a so slojkami lignitu. Súvrstvie obsahuje mikrofaunu spodnopanónskeho typu: *Ciprideis tuberculata*, *Bythinia tentaculata* (R. JIŘÍČEK 1972, str. 63—64). Súvrstvie má niekoľko lokálnych vývojov, ktoré boli vyčlenené ako litostratigrafické jednotky najnižšieho radu (vrstvy).

Albinovské tufy (tufy Albinovskej hôrky — J. JANÁČEK 1959, str. 113). Názov

odvodený od vyvýšeniny zvanej Albinovská hôrka, resp. od obce Albinov severovýchodne od Sečoviec, v chotári ktorej sa zmienená vyvýšenina nachádza. Stratotyp je v lome na Albinovskej hôrke. Úplný profil prevrtal vrt Sč-510 (3,3 km vsv. od Sečoviec, obr. 2) v hĺbke 90—175 m. Tufy sú rozšírené okolo Sečoviec, ležia v pestrých vrstvách, t. j. v spodnej časti sečovského súvrstvia. Vrstvy tufov sú hrubé maximálne 100 m. Sú to tufy amfibolicko-pyroxenického andezitu a smerom do panvy prechádzajú do tufitov.

Hadžinské tufity (medziuhoľná tufitická séria — M. BRODŇAN et al. 1959, str. 7, 27—28, súvrstvie s granatickými tufmi — R. RUDINEC—J. ČVERČKO 1970, J. ČVERČKO 1972). Názov je odvodený od obce Hažín juhovýchodne od Michaloviec. Stratotyp prevrtal vrt Hažín-3 (1 km východne od obce Hažín, obr. 2) v hĺbke 430—470 m. Tufity sú rozšírené v podvihorlatskej oblasti, kde ležia diskordantne (A. KOCÁK—M. MOŘKOVSKÝ 1966) na závadských vrstvách, sú hrubé 30—40 m. Sú ekvivalentom spodnej časti sečovského súvrstvia. Tvoria ich pemzové granatické tufity a tufy, príp. 1 ryolity sprevádzané tufitickými ilmi so šošovkami lignitu a polohami pelosideritu. Neobsahujú významnú faunu, ale R. JIŘÍČEK (1972, tab. 3, str. 63) ich považuje za ekvivalent vrstiev s *Carychium minimum*, *Melosira arenaria*, *Cyprinotus* sp., *Candoniella albicans*, *Darwinulla stewartsoni*, ktoré koreluje so spodným panónom (zóna „A“).

Hnojníanske vrstvy (vrchná uhoľná séria — M. BRODŇAN et al. 1959, str. 7, 28—32, hnojníansko-sejkovské súvrstvie — R. RUDINEC—J. ČVERČKO 1970). Názov je odvodený od obce Hnojné, vjv. od Michaloviec. Za stratotypový profil vrstiev bol zvolený vrt Hnojné-8 (Hn-8, obr. 2) situovaný 1,7 km východne od obce Hnojné, ktorý prevrtal uhoľné vrstvy v hĺbke 97—253 m. Vrstvy sú rozšírené v podvihorlatskej oblasti, kde ležia na hažinských tufitoch a sú ekvivalentom vrchných šedých vrstiev sečovského súvrstvia. Hrúbka vrstiev je 100—160 m. Sú tvorené prevažne šedými vápnitými ilmi, v ktorých sú nepravidelne vyvinuté sloje (10—15) a viac-menej súvislý hlavný sloj lignitu hrubý 2,5—5 m, ojedinele až 10 m, ďalej sú prítomné polohy tufitov. Hlavný lignitový sloj býva vo východnej časti ložiska Hnojné rozčlenený polohou vápenca, resp. tufitu a spongodiatomitmi s vysokým podielom organickej hmoty (horľavé bridlice). Prítomné sú aj konkrécie a polohy pelosideritu. Vrstvy obsahujú iba sladkovodné mäkkýše, rozsievky (*Melosira* sp.) a odtlačky listov. Podľa R. JIŘÍČKA (1972, tab. 3, str. 63) sú ekvivalentom vrstiev s *Carychium minimum*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium* sp. *Candoniella albicans*, *Cyprideis tuberculata*, ktoré koreluje so spodným panónom — zóna „B“.

Senianske súvrstvie (pozdišovské štrky a pestrá séria v zmysle J. JANÁČKA 1959, str. 121—126)

Názov odvodený od obce Senné, jv. od Michaloviec. Čiastkový stratotyp je odkrytý v ťažobnej jame na západnom okraji obce Pozdišovce. Úplný profil súvrstvia prevrtal vrt Čečehov-1 (Č-1, obr. 2), situovaný 0,65 km sz. od obce Čečehov,

v hĺbke 347—590 m. Súvrstvie leží diskordantne a transgresívne na rôznych starších neogénnych súvrstviach. Je rozšírené v strednej a juhovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny. Je hrubé maximálne až 600 m. Prevládajúcim litotypom sú pestré íly. V súvrství boli ojedinele nájdené zvyšky fauny: *Limax crassus* *Valvata* cf. *variabilis*, *Candoniella albicans*, *Candoniella* sp. III. Na základe tejto fauny R. JIRÍČEK (1972, str. 61, 63) koreluje súvrstvie s panónom „C“.

V súvrství možno odlišiť dve litostratigrafické jednotky najnižšieho radu:

Pozdišovské štrky (M. MIŠTĀK 1954, str. 234—254). Stratotyp je rovnaký ako u senianskeho súvrstvia. Predstavujú bazálnu a okrajovú litofáciu senianskeho súvrstvia. Na severnom okraji rozšírenia súvrstvia štrky prevrstvené pestrými ílmi sú hrubé vyše 100 m. Smerom do panvy (t. j. juhovýchodne) hrúbka štrkov klesá na 3—10 m, až úplne vykliňujú laterálne do piesku. V štrkoch prevládajú valúny flyšových hornín a úplne chýbajú valúny andezitov.

Iňačovské uhoľné vrstvy (iňačovská uhoľná séria — A. KOCÁK—J. ČVERČKO 1965, str. 108). Stratotypový profil prevrátil vrt Čečehov-1 v hĺbke 162—347 m. Sú ekvivalentom vrchnej časti sennianskeho súvrstvia a hlavná oblasť ich rozšírenia je v čečehovskej depresii, t. j. v priestore medzi Michalovcami—Vrbovom a Vysokou n/Uhom. Ich hrúbka je 150—240 m. Sú tvorené šedými piesčitými ílmi s polohami svetlozelených ílov, uhoľných ílov so šošovkami, či slojmi lignitu a s polohami štrkov podobného zloženia aké majú pozdišovské štrky. Fauna je veľmi chudobná (sladkovodné mäkkýše).

### Litostratigrafická jednotka pliocénu

Čečehovské súvrstvie (pestrá séria — S. POLÁČEK in M. BRODŇAN et al. 1959, str. 32; súvrstvie andezitových štrkov — R. RUDINEC—J. ČVERČKO 1970, resp. pestrá séria — J. ČVERČKO 1972)

Názov je odvodený od obce Čečehov, v okolí ktorej je predmetné súvrstvie rozšírené. Stratotypový profil prevrátil vrt Čečehov-1 v hĺbke 20—162 m. Súvrstvie je rozšírené v juhovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny v čečehovskej depresii a v podvihorlatskej oblasti. Leží diskordantne na pozdišovskom súvrství, resp. na hnojníanskych vrstvách (R. RUDINEC—J. ČVERČKO 1970, R. JIRÍČEK 1972, str. 65 a i.). Je hrubé okolo 200 m. Tvoria ho pestré íly, piesky a štrky s prevahou andezitových valúnov. Nálezy fauny sú zriedkavé, R. JIRÍČEK (1972, str. 63) uvádza výskyty *Candona candida*, *Cyclocypris globosa*, *Cypris candonaeformis*, *C. tambovense* a *Planorbis* sp.

### Dokumentácia stratotypových profilov opísaných litostratigrafických jednotiek

Väčšina vrtov, ktorých jadrá boli vybraté za stratotypové profily opísaných litostratigrafických jednotiek, boli nesúvisle jadrované (odber jadra 2—3 m, v intervaloch

približne 50 m). Litologické zloženie celého profilu bolo overené komplexom karotážnych meraní. Takým spôsobom boli vzorkované a opísané stratotypy vo vrtoch Prešov-1, Trhovište-1, Trhovište-26, Lastomír-1, Stretava-7, Ptukša-2, Sečovce-1. Vrtne jadrá a karotážne záznamy všetkých vyššie uvedených vrto sú uložené v Moravských naftových doloch, závod Michalovce.

Vrty Hažín-2, 3, Hnojné-8, Zbudza-32 a Čechov-1 boli súvisle jadrované, jadro bolo neskôr skartované (uchováajú sa typické vzorky jednotlivých litotypov, resp. vzorky odobraté po každej litologickej zmene). Skartované jadrá sú uložené v skladoch Geologického prieskumu vo Vranove.

## Záver

Neogénne sedimenty Východoslovenskej nížiny boli na základe litologických znakov a litologického vývoja rozčlenené na 15 súvrství. V niektorých súvrstviach boli vyčlenené aj litostratigrafické jednotky nižšieho rádu — v celkovom počte 12. Okrajovo sa zmieňujeme aj o niektorých vulkanických explozívno-efuzívnych a extruzívnych komplexoch, ktoré sú pochované sedimentmi neogénu alebo vystupujú sedimentmi obklopené a izolované od hlavných vulkanických neogénnych štruktúr východného Slovenska. Navrhnutá schéma litologického členenia nahradí doposiaľ používané nesúrodé schémy, kde popri litostratigrafických jednotkách, zväčša plne nezodpovedajúcich zásadám modernej československej litostratigrafie, boli používané tiež iné, prevažne biostratigraficky definované jednotky, resp. zóny a pod. Takéto schémy nevyjadrovali v plnosti litologické špecifiká východoslovenského neogénu a nevyhovovali metodike zostavovania moderných geologických máp, rôznych máp odvodených, odkrytých máp neogénu, paleogeografických a tektonických máp geologických rezov a stratigrafických kolóniek.

Nedomnívame sa, že navrhnuté litostratigrafické členenie je konečné a nemenné. S narastajúcimi poznatkami o neogéne Východoslovenskej nížiny bude potrebné schému členenia revidovať a pravdepodobne i doplniť. Domnívame sa však, že navrhnutá litostratigrafia odráža plne dnešné poznatky o neogéne Východoslovenskej nížiny a bude slúžiť ako pri ďalšom výskume východoslovenského neogénu, tak aj pri vyhľadávaní a prognózovaní nerastných surovín, aj v iných odvetviach aplikovanej geológie.

## Literatúra

- BARBOT DE MARNI, N. P. 1867: Sarmatskij jarus miocenovej formacii, Gor. Ž. 3/7, 100—125.  
BRODŇAN, M.—DOBRA, E.—POLÁČEK, S.—PROKŠOVÁ, D.—RAČICKÝ, M.—SLÁVIK, J.—SÝKOROVÁ, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhofnej panvy — oblasť Hnojné. Geol. Práce, Zošit 52, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 3—69.  
CICHA, I.—KHEIL, J. 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogenní oblasti. Sbor. Ústř. Úst. geol. XXVII, Odd. paleont. Praha, 315—348.  
ČVERČKO, J. 1972: Závěrečná správa o plytkom a strednehlbokom štruktúrnem prieskume v Potiskej nížine. Geofond, Bratislava.

- ČVERČKO, J.—ĎURICA, D.—RUDINEC, R. 1968: Príspevek k hranici tortón/sarmat ve východoslovenské neogenní páňvi. Zprávy geol. výzk. v roce 1967, 1, Praha, 252—254.
- ČTYROKÝ, P. 1960: Zpracování miocenní fauny z Kapušan. Geofond. Praha.
- DANIHELOVÁ, R. 1954: Správa o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. Geol. Sbor. 5/1—4, Bratislava, 420—427.
- ĎURICA, D. 1965: Vulkanické štruktúry východoslovenskej neogénnej panvy a ich význam. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 45—54.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1963: Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza. Geol. Práce, Správy 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—110.
- CHLUPÁČ, I. (edit.) 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Úst. Geol. 53, 6, Praha, 321—331.
- JANÁČEK, J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. Práce, Zošit 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73—181.
- JANÁČEK, J. 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michaloviec na východním Slovensku. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 151—175.
- JANÁČEK, J. 1961: Vysvětlivky geologické mapy 1:50 000 list Michalovce (M-34-116-D). Geofond, Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1962: Vysvětlivky geologické mapy 1:50 000 list Sečovce (M-34-115-C). Geofond, Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1963: Vysvětlivky geologické mapy 1:50 000 list Trebišov (M-34-128-A). Sedimentární neogén. Geofond, Bratislava.
- JENDREJÁKOVÁ, O.—SENEŠ, J.—SLÁVIK, J. 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—128.
- JIRÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské páňvi. Mineralia slov. 4, Spišská Nová Ves, 39—83.
- KANTOROVÁ, V. 1954: Mikropaleontologický výskum prešovského solinosného miocénu. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—93.
- KANTOROVÁ, V. 1983: Výsledky biostratigrafického výskumu na základe foraminifer neogénu s. časť Východoslovenskej nížiny. Geofond, Bratislava.
- KOCÁK, A.—ČVERČKO, J. 1965: Zpráva o struktúrním průřezu v severovýchodní části Potiské nížiny. Zpr. Geol. Výzk. v Roce 1964, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 108—110.
- KOCÁK, A.—MOŘKOVSKÝ, M. 1966: Některé nové poznatky o stavbě západních svahů podvihorlatské deprese. Geol. Práce, Správy 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—136.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1982: Miocene nannoplankton zones in West Carpathians. Západné Karpaty. Sér. paleontológia 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—110.
- LEŠKO, B. 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. Geol. Zbor. 6/1—2, Bratislava, 18—42.
- LEŠKO, B. 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 281—322.
- \* MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M34-XXII, M34-XXVIII Zborov—Košice, Ústr. Úst. Geol., Bratislava, 1—254.
- MÍŠK, M. 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. Geol. Zbor. 5/1—4, Bratislava, 234—254.
- RUDINEC, R. 1978: Paleogeographical, lithofacial and tectonogenetic development of the Neogen in eastern Slovakia and its relation to volcanism and deep tectonic. Geol. Zbor. Geologica carpath. 29/2, Bratislava, 225—240.
- RUDINEC, R.—ČVERČKO, J. 1970: Výsledky štruktúrneho a čiastočne pionierskeho prieskumu v podvihorlatskej oblasti so zreteľom na prieskum živíc. Geofond, Bratislava.
- RUDINEC, R.—TOMEK, Č.—JIRÍČEK, R. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Transcarpathian Depression. Earth evolution sciences 3—4, Wiesbaden, 205—211.
- SENEŠ, J. 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénných sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. Geol. Práce, Zošit 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—171.
- SLÁVIK, J. 1967: Solné ložiská východoslovenského miocénu. Sbor. geol. Věd. Ř. LG 9, Praha, 129—149.



- SEUSS, E. 1866: Untersuchungen über den charakter der österreichischen Tertiärablagerungen II. Über den Charakter der brackischen Stufe oder der Ceritheinschichten. Sitzber. Österr. Akad. wiss.-naturwiss. 54, Wien, 218—257.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1952: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. Geol. Zbor. 3/3—4, Bratislava, 259—292.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1959: Asociácia mäkkýšov brakických uloženín vrch. tortónu a sp. sarmatu vých. Slovenska. Geol. Práce, Zošit 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—255.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1960: Biostratigrafia miocénu a ekológia makrofauny oporného vrtu Sečovce-1. Práce Výzk. Úst. Čs. naft. dolů 15, Praha, 53—93.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1964: Zur Torton-Sarmat Grenze in ostlovakischen Neogene. Geol. Sbor. Geologica carpath. 15/1, Bratislava, 79—84.
- VASS, D.—TÖSZÉR, J.—BAGDASARJAN, G. P.—KALIČIAK, M.—ORLICKÝ, O.—ĎURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.
- VOLFOVÁ, J. 1959: Zpráva o makropaleontologickém zhodnocení vrtu Čelovce I. Geofond, Bratislava.
- ZAPLETALOVÁ, I. 1970: Mikropaleontologické vyhodnotenie vrtov v okolí Vranova. Manuskript — Moravské naftové doly, Michalovce.
- ZAPLETALOVÁ, I. 1974: Mikropaleontologické a fyzikálne rozbory vrtov Uránového prieskumu. Manuskript — Moravské naftové doly, Michalovce.

D. Vass—J. Čverčko

## Neogene Lithostratigraphic Units in East-Slovakian Lowland

### Summary

The East-Slovakian Lowland is a part of the Transcarpathian basin. The basin represents an intramontane Carpathian basin, filled with Neogene molasse sediments and volcanic rocks. The main lithostratigraphic units of the East-Slovakian Lowland and their mutual relations are shown in Fig. 1; localization of stratotypes in Fig. 2. The Eggenburgian consists of two formations: the Prešov Formation (grey calcareous siltstones with layers of calcareous sandstones and altered acid tuffs, conglomerates at the base, the formation contains also marine fauna), and the Čelovce Formation (grey and variegated siltstones, claystones, coal seams; the formation contains brackish fauna). The Ottmangian is most likely absent in the basin. The Karpatian was divided into three formations: the Teriakovce Formation (a basal formation composed of conglomerates, calcareous sandstones and claystones) with the partial unit of the Hlinné schlier; the Soľná baňa Formation (grey saline and calcareous claystones, siltstones with intercalations of sandstones and layers of halite, and/or gypsum and anhydrite); the Kladzany Formation (variegated calcareous claystones, clays and sandstones). Karpatian formations contain marine fauna (*Uvigerina graciliformis* a.o.) and the Hlinné schlier contains nannoflora of the NN 4 zone. The Nižný Hrabovec Formation (grey calcareous siltstones, sandstones, claystones with rhyodacite tuffs, frequently zeolitized, and tuffites — the Hrabovec tuffs) corresponds to the Lower Badenian. The formation contains marine fauna with *Orbulina suturalis* an nannoflora of the zone NN 5. The Middle Badenian is divided into two formations: the Vranov Formation (grey calcareous siltstones claystones and sandstones with marine fauna) and the Zbudza Formation (saline clays and evaporites; small marine foraminifers). The Upper Badenian is represented by the Lastomír Formation (calcareous clays and claystones with layers of sands and tuffites, with marine fauna. The Michalovce and the Lesné rhyolites, the Zatin and the Chlmec andesites are included in the Lastomír Formation). The lower and the upper parts of the Klčovo Formation (gravels, sands, tuffs and pelites with shallow-water and brackish fauna) is a lateral equivalent of the Lastomír Formation. The pelitic upper part of the Klčovo Formation corresponds to the Lowermost Sarmatian (it contains fauna of the zone with *Cibicides badensis*). Rhyodacites from Lipová (at Merník) and the Zamutov andesites are included in the Klčovo Formation.

The Sarmatian has a variegated lithofacies development. The Stretava Formation (grey calcareous clays with layers of sands and acid and intermediate volcanoclastics) represents the Lower and Middle Sarmatian (it contains brackish fauna with *Elphidium reginum*, and in its upper part with *E. hauerinum*). The lower part of the formation is divided into the Olšava Member and the Myšľa Member. Near Malčice and Beša the buried andesite stratovolcanoes are included in the Stretava Formation. The upper part of the Sarmatian consists of the Ptrukša Formation (calcareous sands and sandstone with layers of calcareous clays with brackish fauna of the zone with *Porosonion subganosum*). The Kochanovce Formation (calcareous light-grey clays with coal clays, lignite, tuffites and bentonites, containing freshwater fauna) is equivalent to the upper part of the Stretava Formation and to the entire Ptrukša Formation. On the southern periphery of Vihorlat the Lúčky volcanoclastics (andesite volcanoclastics) and the Závadka Member (light-grey calcareous clays with lignite seams; fauna like in the Ptrukša Formation) were distinguished as equivalent to the Upper and partly Middle Sarmatian.

The lower part of the Pannonian consists of two formations. The lower Sečovce Formation (variegated and grey calcareous clays with layers of tuffs, tuffites coal clays and lignite; with ostracods of the Lower Pannonian type) consists of three partial units: the Albinov tuffs (andesite tuffs around Sečovce), the Hažin tuffites (garnetic pumiceous rhyolite tuffites), and the Hnojné Member (grey calcareous clays with lignite seams). These two bed complexes are on the southern periphery of Vihorlat. The Senné Formation (variegated clays dominant) is on the northern periphery in a gravel facies (the Pozdišovce gravels). Its upper part in the basin contains lignite seams (the Iňačovce Member). The formation contains scarce freshwater fauna. The gravels do not contain andesite pebbles.

It is likely, that the Pliocene represents the Čečehov Formation (variegated clays, sands, and gravels with dominant andesite pebbles and scarce freshwater fauna).

The proposed lithostratigraphic division will replace the former schemes (mixtures of lithostratigraphic and biostratigraphic units), and will serve in the compilation of modern geologic maps and various derived maps of the East-Slovakian lowland.

#### Explanations of Figures

Fig. 1 Lithostratigraphic Units of Neogene in East Slovakian Lowland (D. VASS—J. ČVERČKO).

Fig. 2 Stratotypes of Lithostratigraphic Units of Neogene in East-Slovakian Lowland.

Stanislav Jacko

## Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory

(2 obr. v texte, anglické resumé)

**Abstract.** Three the following lithostratigraphical units has been recognized on the principles of the Czechoslovak Stratigraphic Commision in the Čierna hora crystalline basement (Eastern Slovakia): The Miklušovce complex, the Lodina complex and the Bujanová complex. Their distribution thicknesses as well as lithology and mutual relations are strongly modified by the Alpine tectonometamorphic processes. These and substantial pre-Alpine features of the units and their lithological varieties are submitted in this paper.

Z komplexného výskumu centrálnej časti kryštalinika Čiernej hory vplynula prítomnosť troch litoštruktúrnych celkov, ktoré sme podrobne charakterizovali v predchádzajúcich prácach (S. JACKO 1975, 1978, 1979). V poslednom období sme sledovali litologickú náplň, superpozičné vzťahy, štruktúrny charakter a ďalšie spoločné i rozdielne znaky týchto jednotiek v celom rozsahu kryštalinika Čiernej hory.

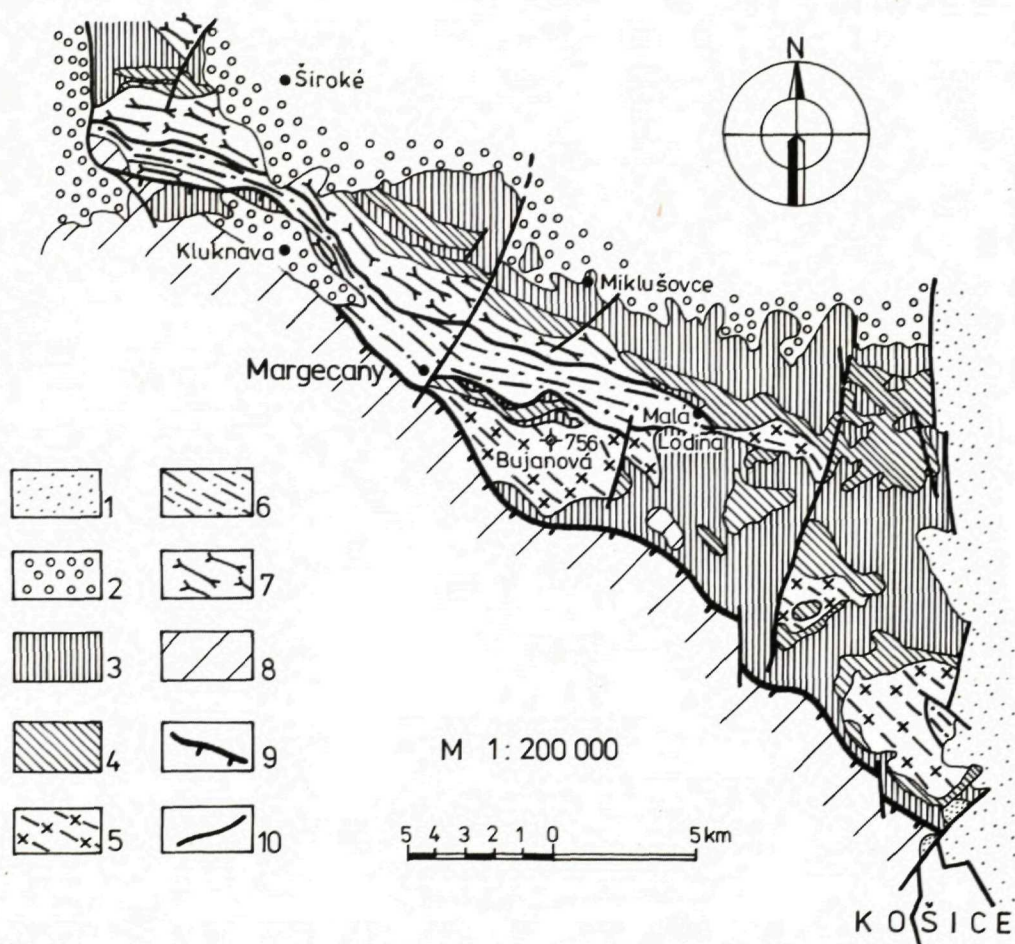
Tieto štúdiá podstatne upresnili naše pôvodné predstavy o rozšírení týchto jednotiek a zároveň ukázali také výrazné rozdiely v ich predalpínskom litofaciálnom vývoji, ktoré si objektívne vyžadujú formálne litostratigrafické členenie kryštalinika. Táto predbežná informácia má nahradiť doteraz používané súborné prehľady litológie a stavby kryštalinika Čiernej hory, ktoré už nevystihujú súčasný stav jeho preskúmanosti i geologického vývoja a po kompletizácii laboratórnych výsledkov bude doplnená súbornou štúdiou litofaciálneho charakteru vyčlenených jednotiek.

Na stavbe kryštalinika Čiernej hory sa v zásade od jeho sv. k jz. okraju a vo vzájomnej superpozícii podieľajú nasledovné litostratigrafické jednotky: komplex primorogénnych migmatitov, komplex diafторitizovaných pararúl a granitizovaný komplex Bujanovej. V zmysle zásad pre vymedzovanie litostratigrafických jednotiek sa názvy týchto jednotiek upravili nasledovne: miklušovský komplex, lodinský komplex, komplex Bujanovej.

Uvedené jednotky nie sú nateraz biostratigraficky datované. Boli odlíšené na litostratigrafických princípoch podložených výsledkami detailného geologického mapovania, štruktúrneho a petrografického výskumu. Podľa týchto údajov všetky tri

jednotky sú produktmi viacnásobne zvrásnenej a polymetamorfovanej, pravdepodobne staropaleozoickej vulkanosedimentárnej sekvencie prestúpenej variskými plutonitmi. V litologickej náplni prvých dvoch jednotiek sú reliktné zachované niektoré litofaciálne rozdiely pôvodne jednotného vulkanosedimentárneho komplexu. Tretia, sčasti tektonicky superponovaná jednotka sa od predchádzajúcich líši rozdielnymi produktmi bázičského magmatizmu.

Spoločným znakom všetkých troch jednotiek je rozsiahle alpínske, polyfázové tektonometamorfné prepracovanie, najintenzívnejšie vyvinuté v centrálnom — lodinskom komplexe.



Obr. 1 Schematická mapa distribúcie litostratigrafických jednotiek kryštalinika Čiernej hory  
 1 — neogén; 2 — vnútrokarpatský paleogén; 3 — obalové mezozoikum; 4 — mladšie paleozoikum; 5—7 — litostratigrafické jednotky kryštalinika: 5 — komplex Bujanovej, 6 — lodinský komplex, 7 — miklušovský komplex; 8 — paleozoikum gemerika; 9 — margeciánska prešmyková zóna; 10 — priečne zlomy.

Miklušovský komplex (synonymum — komplex primorogénnych migmatitov). Názov je odvodený od obce Miklušovce na sv. svahoch strednej časti pohoria Čierna hora. Jednotka vystupuje 1,5 km južne od obce. V západnej časti k nej zaraďujeme žoloruly a migmatity so slabým podielom substrátu a primorogénne migmatity s podstatným podielom substrátu a metatektu tatranskej „série“ M. MAŠKU—V. ZOUBKA (1961) opísané L. KAMENICKÝM (in O. FUSÁN et al. 1963).

Typový profil pozostáva z troch sv.-jz. profilov. Dva z nich, reprezentujúce vzájomné vzťahy najintenzívnejšie metamorfovaných variet komplexu, tvoria defilé severnej polovice Vyšnej doliny a Prednej doliny 1,5, resp. 2 km sv. od obce Kluknava, odkiaľ sú aj najlepšie prístupné. Tretí profil demonštrujúci vzťahy migmatitov, reliktov paragúl a kontaktných prejavov posttektonických aplitických granitov tvorí jz. časť sv.-jz. hrebeňa Okrúhlej (kóta 693 m), 1,5 km jz. od Miklušoviec.

Miklušovský komplex je tvorený najmä jemnozrnnými, svetlošedými až ružovošedými stromatitickými a stromatiticko-nebulitickými migmatitmi s prevahou mm prúžkov leukozómu a jemnozrnnými zelenošedými stromatiticko-nebulitickými migmatitmi s podstatným podielom leukozómu i melanozómu. Ložné, šošovkovité polohy posledných, majú m až 10 m hrúbky a v jv. úseku jednotky sprostredkujú prechody do intrafoliačných restitov rúl.

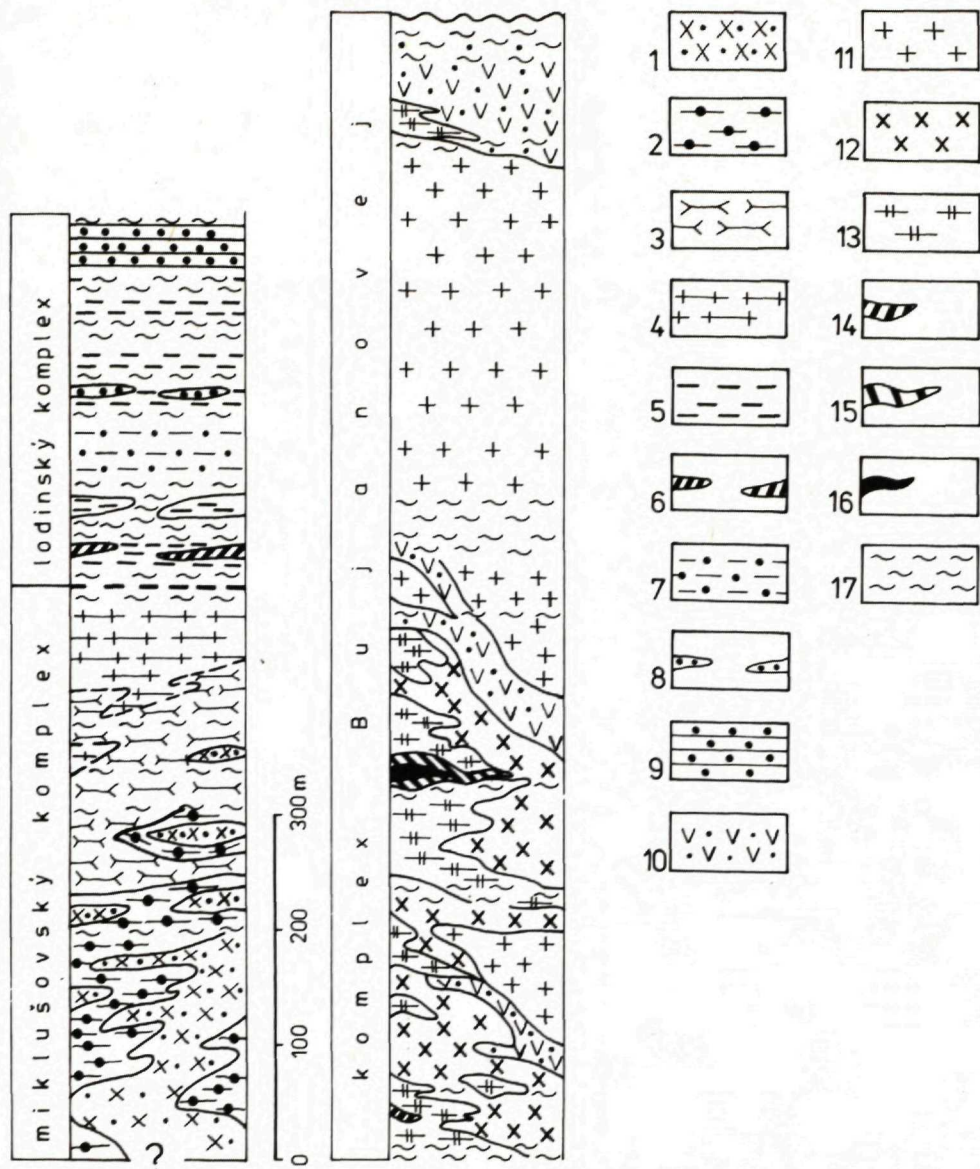
Pre túto jednotku sú charakteristické smerné, šošovkovité telesá hybridných aplitických a aplitických granitov, m—10 m, max. 100 m hrúbok. Vyskytujú sa najmä pri sv. okraji komplexu a bežne obsahujú cm—m restity migmatitov, vzáčne i amfibolitov. V ich aureolách obvykle vystupujú nepravidelné zóny stromatiticko-oftalmitických a oftalmitických migmatitov. Vcelku vzáčne sú prítomné ložné, šošovkovité telesá stredno-hrubozrnných oftalmiticko-nebulitických migmatitov a celkom sporadicky i 1 až 15 m hrubé smerné šošovky strednozrnných amfibolitov.

Miklušovský komplex v dĺžke 22 km lemuje sv., sčasti (v z. úseku pohoria) i jz. okraj kryštalinika Čiernej hory. Má priemernú šírku 1,3 km. Jeho priemernú hrúbku, vzhľadom na dvojnásobné, takmer izoklinálne prevrásnenie, odhadujeme asi na 500 m. Podložie tejto najspodnejšej jednotky kryštalinika Čiernej hory nie je známe. Jeho kontinuitný prechod do nadložného lodinského komplexu je z väčšej časti tektonicky modifikovaný.

Lodinský komplex (synonymum — komplex diaftoritizovaných pararúl). Názov jednotky je utvorený podľa obce Malá Lodina, ktorá leží priamo na jeho horninách. Až na v. okraj kryštalinika centrálnej časti Čiernej hory, ktorý je tvorený miklušovským komplexom a asi 400 m široký severný okraj bujanovského komplexu zaberá lodinský komplex celý rozsah O. FUSÁNOM (1954) vyčlenenej série svorových rúl.

V z. časti pásma Čiernej hory zaberá centrálnu a podstatný rozsah j. časti kryštalinika, kde ho L. KAMENICKÝ (in O. FUSÁN et al. 1963) ako celok zaradil k pararulám tatranskej série M. MAŠKU—V. ZOUBKA (1961). Drobný fragment lodinského komplexu opísaný O. FUSÁNOM (1958) vystupuje i v jv. úseku pohoria s. od Ťahanoviec.

Stratotypom tejto skupiny sú dva sv.-jz. profily. Jeden, zaberajúci defilé diaľavského potoka 4 km z. od M. Lodiny, demonštruje alpínske štruktúrne metamorfné



Obr. 2 Litostratigrafické schémy vyčlenených jednotiek kryštalinika Čiernej hory

1—4 — miklušovský komplex: 1 — aplitické a hybridné aplitické granity, 2 — stromatiticko-oftalmitické a oftalmitické migmatity, 3 — ružovošedé stromatiticko-nebulitické migmatity, 4 — zelenošedé stromatiticko-nebulitické migmatity; 5—9 — lodinský komplex: 5 — diafторитизované biotitické, dvojsľudná a biotiticko-feldšpatitické ruly, 6 — jemnozrné, často granátické amfibolity, 7 — kremeno-feldšpatitické ruly, 8 — kremenné ruly až metakvarcity, 9 — diafторитизované granáticko-muskoviticko-chloritické svory; 10—16 — komplex Bujanovej: 10 — autometamorfované granity, 11 — strednozrnný biotitický granodiorit, 12 — hybridný biotitický granodiorit, 13 — periplutonické metamorfity (biotitické ruly, okaté ruly, oftalmitické migmatity, perlové ruly, žuloruly) nečlenené, 14 — jemnozrné, sčasti granátické amfiboly, 15 — stredno-hrubozrnné amfibolity, 16 — veľkozrnné amfibolovce; 17 — fylonity metamorfítov a mylonity granitoidov vo všetkých litostratigrafických jednotkách.

vzťahy litologických typov jednotky (cf. S. JACKO 1979), druhý, v jz. úseku dolinského potoka 500 m sv. od Kluknavy, narezáva základné litotypy varískych metamorfítov jednotky.

Litologickú i štruktúrnú osnovu lodinského komplexu tvoria rytmické zóny fylonitov m—10 m hrúbok sv.-jz. smeru, s obvykle strednými sklonmi k jz., ale i k sv. V týchto zónach vystupujú šošovkovité reliktly diafortitizovaných biotitických, dvojsľudných, biotiticko-feldšpatitických a kremeňovo-feldšpatitických rúl.

Významný horizont, najmä v z. časti jednotky, predstavujú ložné dm—m (max. 30 m hrubé) šošovky jemno-strednozrnných, často granátických amfibolitov a obvykle dm polohy tmavošedých jemnozrnných metakvarcítov až kremenných rúl. Amfibolity vystupujú najmä pri sv., podložnom okraji, menej v centrálnom úseku jednotky. Tvoria tektonicky opakované smerné šošovkovité telesá.

Sporadicky (najmä pri Rolovej) sú vo fylonitoch zachované i max. 50 m hrubé polohy diafortitizovaných granáticko-muskoviticko-chloritických svorov, miestami so staurolitom. Bežné smerné šošovkovité telesá diafortitických chloriticko-muskovitických, resp. chloriticko-muskoviticko-kremenných svorov 10—100 m hrúbok, reprezentujú alpske tektonometamorfné produkty rúl.

Lodinský komplex tvorí centrálny sz.-jv. pruh kryštalinika Čiernej hory v dĺžke 26 km a max. šírke 1,5 až 2 km. Jeho terajšia hrúbka (max. 900 m), ktorá je výsledkom miestami až trojnásobného opakovania stratifikácie, primárne nepresahovala 300 až 350 m. Pôvodný pozvoľný prechod do podložného — miklušovského komplexu je prevažne tektonicky modifikovaný. Analogicky, t. j. tektonický charakter má i styk s nadložným komplexom Bujanovej.

Komplex Bujanovej (synonymum — granitizovaný komplex Bujanovej). Pomenovanie je odvodené podľa Bujanovej (k. 756 m) 4 km vjv. od Margecian.

Typovým profilom jednotky sú južné svahy Bujanovej, menovite depresia Ruského dolu a protiahlé údolie Železníka. Profil prístupný od Margecian, resp. Ružínskej hrádze, narezáva všetky litologické variety jednotky, ktorá bola petrograficky i štruktúrne spracovaná S. JACKOM (l.c.).

Komplex Bujanovej je tvorený varískymi neskoroorogénnymi metamorfítmi, granitoidmi a alpskými tektonitmi týchto hornín. Kryštalické bridlice sú zastúpené najmä na j. svahoch Bujanovej, resp. v Ťahanovskom úseku komplexu. Sú tvorené produktmi kontinuálneho trendu variskej periplutonické metamorfózy, od jemnozrnných biotitických rúl, cez biotitické, sčasti feldšpatitizované ruly do okatých rúl, oftalmitických migmatitov po perlové ruly a žuloruly, ktorými metamorfity prechádzajú do hybridných biotitických granodioritov (melatonalitov).

Významný horizont komplexu predstavujú šošovkovité telesá amfibolitov dm—m (max. 100 m) hrúbok uložené vo foliácii metamorfítov, resp. tvoriace xenolity v granitoidoch.

Rozsiahlejšie sú vyvinuté v bujanovskom úseku komplexu. Na rozdiel od amfibolitov severnejších jednotiek kryštalinika Čiernej hory sú intenzívne migmatizované (feldšpatitizované), len výnimočne granátické a často (najmä v centrálnych úsekoch telies) sú tvorené hrubo až veľkozrnnými amfibolovcami s reliktmi pyroxenických amfibolovcov obsahujúcich serpentínové pseudomorfózy po olivíne.

Najrozšírenejšími horninami bujanovského komplexu sú granitoidy. Tvoria pod-

statnú časť sopotnického, sokoľského a ľahanovského telesa, v ktorých sú zastúpené najmä strednozrnným biotitickým granodioritom (tonalitom), menš často jemno až strednozrnným hybridným biotitickým granodioritom (melatonalitom). Analogické typy a objemové relácie sú charakteristické i pre bujanovský úsek jednotky, v ktorom sú vyvinuté i smerné telesá jemno až strednozrnných autometamorfovaných granitov 10—100 m hrúbok.

Hojné alpínske tektonity komplexu Bujanovej reprezentujú diafortity metamorfítov a úplná škála kataklazitov, resp. blastomylonitov granitoidov.

Komplex Bujanovej celkovej dĺžke 23 km je tvorený štyrmi hlavnými segmentmi (bujanovským, sopotnickým, sokoľským a ľahanovským), ktoré sú oddelené mladopaleozoickými a mezozoickými útvarmi. Patrí k nemu i kryštalinikum Šibenej hory v jv. časti Košíc. Styk tejto jednotky s podložným lodinským komplexom je v terajšej erózívnej úrovni tektonický. Maximálnu hrúbku komplexu Bujanovej odhadujeme na 1 km.

## Literatúra

- FUSÁN, O. 1954: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1—4, Bratislava, 111—115.
- FUSÁN, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 34—42.
- JACKO, S. 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. Manuskript — archív PF UK, Bratislava, 1—304.
- JACKO, S. 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západné Karpaty, sér. geológia 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—80.
- JACKO, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. Tektonické profily Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 185—192.
- KAMENICKÝ, L. in FUSÁN, O. 1963 et al.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry, Geofond, Bratislava 23—56.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961 in Buday, T. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa, Ústí. Úst. Geol., Praha, 1—249.

Stanislav Jacko

## Lithostratigraphic Units of Crystalline Complexes of Čierna hora Mts.

### Summary

The geologic-structural and petrographic researches of crystalline complexes of the Čierna hora Mts. revealed that the crystalline complexes of the Čierna hora Mts. consist of three lithostratigraphic units: the Miklušovce complex, the Lodina complex and the Bujanová complex. Lithostructural filling of the distinguished units resulted from Variscan polymetamorphism and plutonism, and intense tectonometamorphic reworking during the Alpine orogenic cycle.

The Alpine tectonometamorphic processes resulted in tectonic modification of the original spatial relations of the distinguished units, and in extensive retrograde conversion of Variscan mineral parageneses. For the same reason also spatial distribution of distinguished units follows the basical



features of the Upper Cretaceous NW-SE structure of the area (Fig. 1). According to the existing data, all the three units formed from an Early Paleozoic volcanosedimentary sequence ranging up to 1 200—1 500 m in thickness.

The Miklušovec complex (synonym to the complex of primorogenic migmatites). It is 22 km long, its average width is 1,3 km and it is rimming the northeastern margin of the Čierna hora crystalline complex. In the western part of the mountain range the Miklušovec complex appears sporadically also at the southwestern margin of the mountain range (Fig. 1). The complex consists mostly of fine-grained pink-grey stromatite- and stromatite-nebulite migmatites with dominant leucosome (mm stripes) and with fine-grained green-grey stromatite-nebulite migmatites with dominant leucosome and melanosome at the southwestern margin of the unit. The Miklušovec complex is characterized by lenticular strike bodies of aplitic, frequently hybrid granites ranging from metres to 100 m in thickness. The granites are usually rimmed with red ophthalmitite- and ophthalmitite-nebulite migmatites.

The Lodina complex (synonym to the complex of diaphthorized paragneisses) occupies the central part of the crystalline complex and forms there a NW-SE belt, 26 km long, 1.5—2 km wide (Fig. 1). The complex comprises NW-SE rhythmical phylonite zones, ranging from m to 10 m in thickness. The phylonites contain lenticular relics of diaphthorized biotite, two-mica, biotite-feldspathite- and quartz-feldspathite gneisses, and diaphthorized garnet-muscovite-chlorite mica schists  $\pm$  staurolite at Rolová. In the western part of the complex are strike lenses of fine- and medium-grained, frequently garnet amphibolites. The lenses range from dm to m in size. Frequent are also layers of dark-grey fine-grained metaquartzites and quartz gneisses.

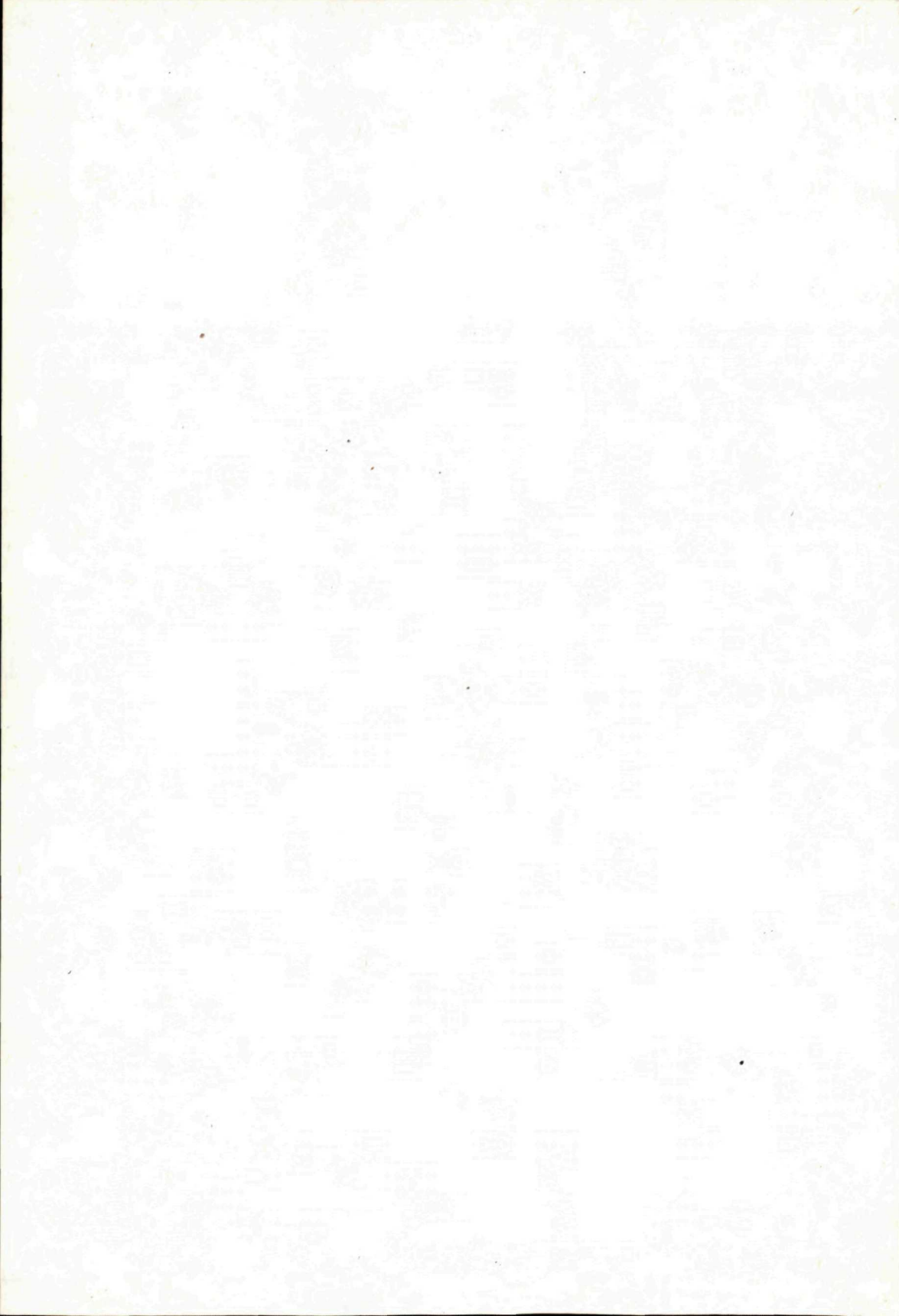
The Bujanová complex (synonym to the granitized Bujanová complex) is 23 km long, ranges to 1 000 m in thickness. It consists of four main segments (Bujanová, Sopotnica, Sokof and Ťahanovce), separated by Late Paleozoic and Mesozoic formations. Granitoids are dominant rocks in the Bujanová complex. They are represented mostly by medium-grained biotite granodiorite (tonalite) and medium-grained hybrid biotite granodiorite (metatonalite). In the Bujanová segment are also 10—100 m thick strike bodies of fine- and medium-grained autometamorphosed granites, and a complete scale of the Variscan periplutonic metamorphosis from fine-grained biotite gneisses, biotite feldspathized and eyed gneisses through ophthalmitite migmatites to pearl gneisses and granite-gneisses. Plentiful strike lenticular bodies of amphibolites, ranging from dm to 100 m in thickness are scarcely garnetic and usually contain medium- and coarse-grained varieties with pyroxene, occasionally with pseudomorphoses of serpentine after olivine. Frequent alpine tectonites are represented by diaphthorites of metamorphites with the complete scale of cataclases of blastomylonites of granitoids.

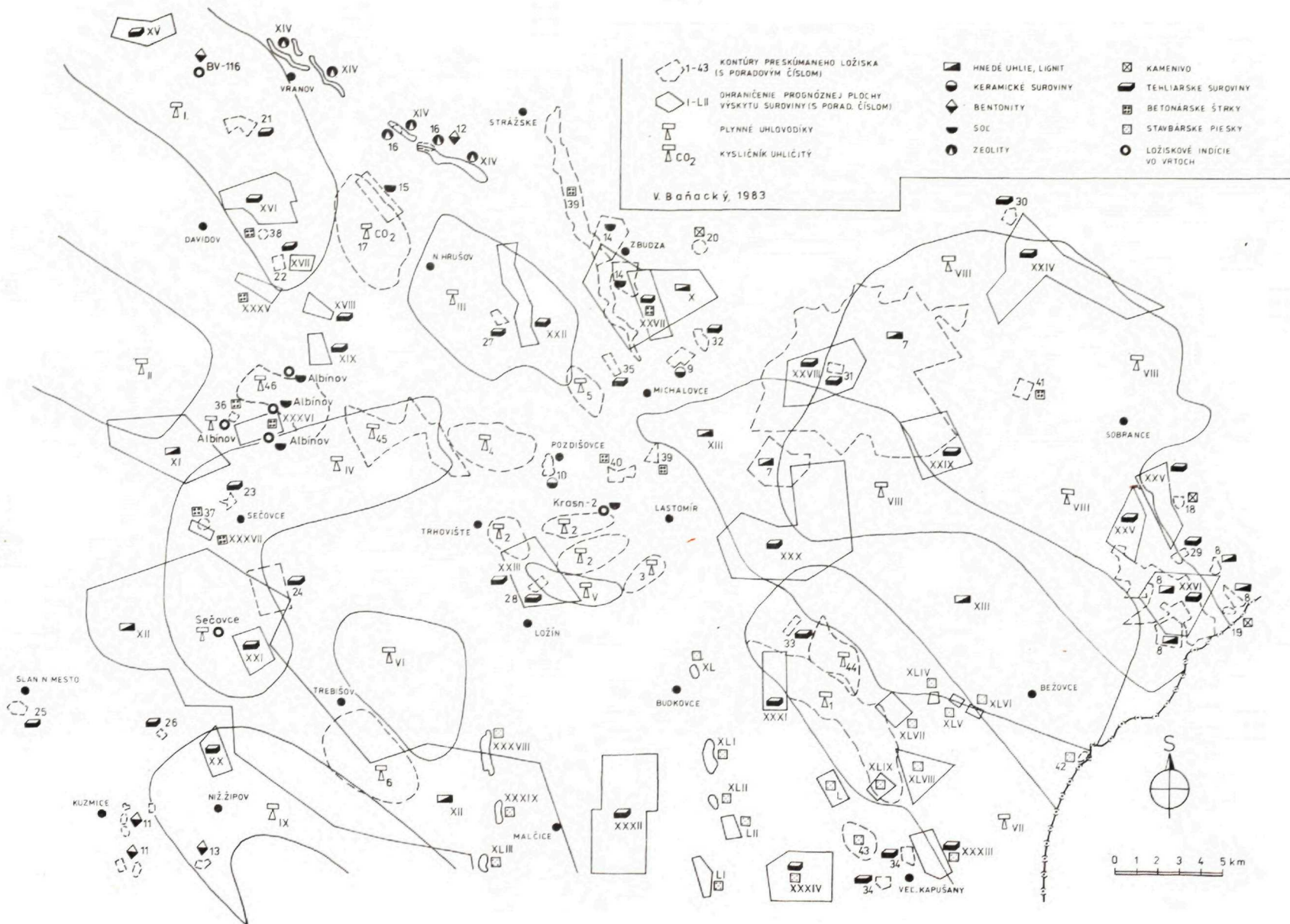
## Explanations of Figures

Fig. 1 Sketch distribution of lithostratigraphical units in the Čierna hora Mts. crystalline basement  
1 — Neogene, 2 — the Inner Carpathian Paleogene, 3 — Envelope Mesozoic units, 4 — Upper Paleozoic Envelope, 5 — 7 Crystalline basement lithostratigraphical units; 5 — Bujanová complex, 6 — Lodina complex, 7 — Miklušovec complex, 8 — Gemic Upper Paleozoic formations, 9 — Margecany thrust zone, 10 — Important diagonal faults.

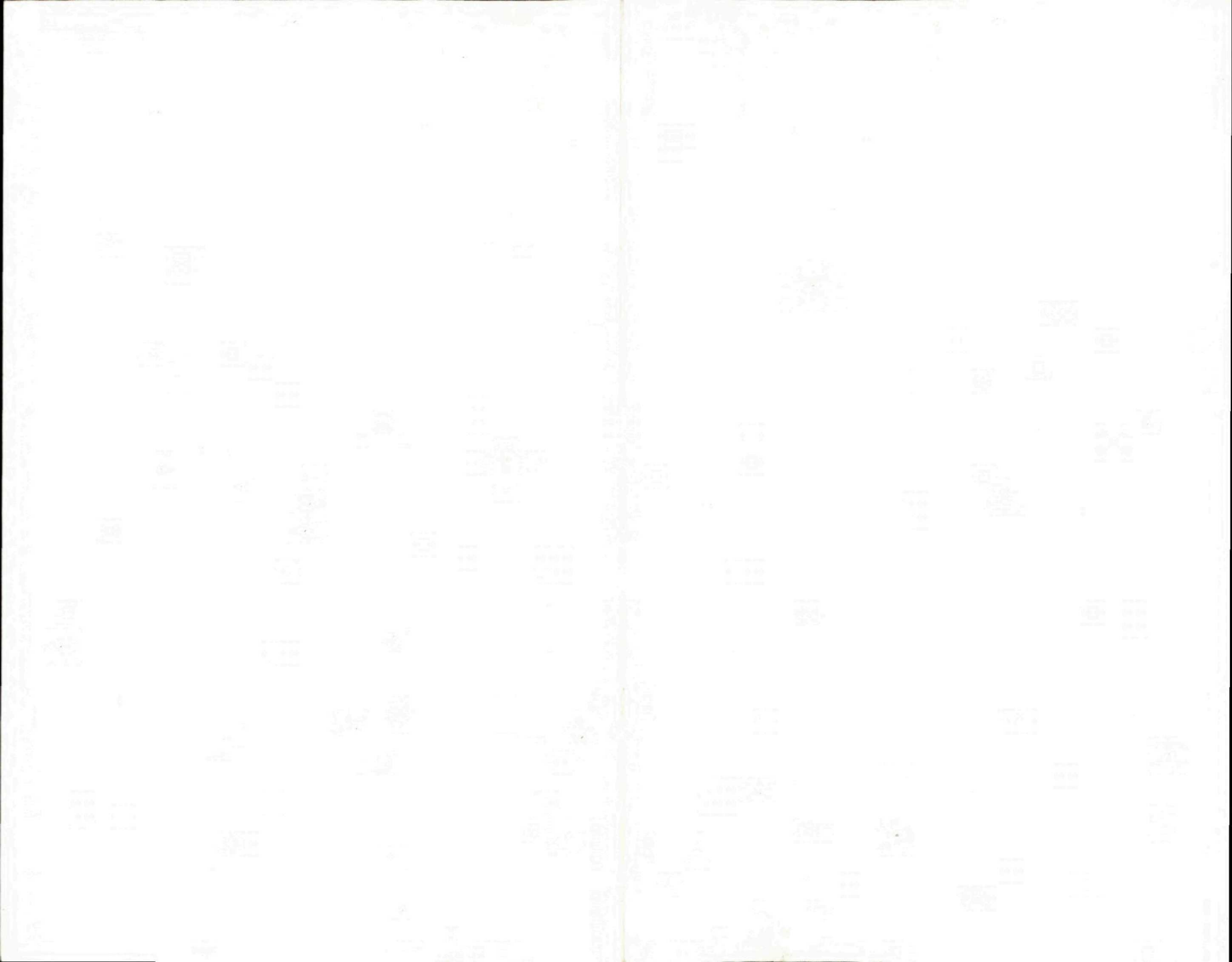
Fig. 2 Lithostratigraphic Schemes of Distinguished Units in Crystalline Complex of Čierna hora Mts.  
1—4 Miklušovec complex. 1 — aplite- and hybrid aplite granites; 2 — stromatite — ophthalmitite and ophthalmitite migmatites; 3 — pink-grey stromatite-nebulite migmatites; 4 — green-grey stromatite-nebulite migmatites; 5—9 Lodina complex; 5 — diaphthoritized biotite, two mica and biotite-feldspathite gneisses; 6 — fine-grained, frequently garnetic amphibolites; 7 — quartz-feldspathite gneisses; 8 — quartz gneisses to metaquartzites; 9 — diaphthoritized garnet-muscovite-chlorite mica schists; 10—16 Bujanová complex; 10 — autometamorphosed granites, 11 — medium-grained biotite granodiorite; 12 — hybrid biotite granodiorite; 13 — periplutonic metamorphites (biotite gneisses, eye-gneisses, ophthalmitite migmatites, pearl gneisses, granite-gneisses) undivided; 14 — fine-grained, partly garnet amphibolites; 15 — medium-coarse-grained amphibolites; 16 — large-grained amphibolites, 17 — phylonites of metamorphites and mylonites of granitoids in all lithostratigraphic units.

Translation: E. Jassingerová





Obr. 8 Mapa ložísk a prognóz nerastných surovín (V. Baňacký 1983)



Ondrej Franko—Marián Fendek

## K princípu termosifónu termálnych vôd v Západných Karpatoch

4 obr. v texte anglické resumé

**Abstract.** The authors point out to wrong application of the principle of thermosiphon on vadose thermal waters in folded areas. They explain and reason about the application of the discussed principle on waters of mixed genesis in the Pannonian Basin. The examples were treated by computer according to the program compiled in BASIC.

### Úvod

V československej hydrogeologickej praxi je vo všeobecnosti zaužívaný termín „princíp termosifónu“. Medzi prvými ho u nás použil M. MAHEL (1952) na vysvetlenie vzniku prameňov termálnych vôd v pásme centrálnych Západných Karpát. Píše o tom: „Ide tu o pramene výstupné, podmienkou ich vzniku je existencia akéhosi termosifónu tvoreného dvoma vetvami, a to vetvou zostupnou a vetvou výstupnou. Aby sa uplatnil hydrostatický tlak termosifónu, musí byť vyústenie zostupnej vetvy k povrchu, t. j. infiltračná oblasť, vyššie položené ako vyústenie výstupnej vetvy na povrch, t. j. pramenište. Horské svahy Západných Karpát s rozsiahlymi infiltračnými oblasťami, ktoré ležia obyčajne vysoko a poloha prameňov nízko v dolinách, spĺňajú všetky tieto fyzikálne podmienky termosifónu“.

O. HYNIE vo svojej knihe „Hydrogeologie ČSSR II., Minerální vody“ z r. 1963 na str. 191 uvádza, že pre geotermálne žriedla sú charakteristické žriedelné sifóny, ktoré majú viacero obmien. Najbežnejšie typy žriedelných sifónov znázorňuje na obr. 23-2. Pritom na obr. 23-2b, je priamo znázornený princíp termálneho sifónu slovenských teriem v centrálnych Karpatoch. Tento obrázok predstavuje hydrogeologickú štruktúru termálnych vôd s mezozoickými karbonatickými horninami. Terma sformovaná v zostupnej vetve vystupuje na povrch v nižšej nadmorskej výške po mladom zlome predstavujúcom výstupnú vetvu.

Zostupné a výstupné vetvy vadóznych termálnych vôd vo vrásových pohoríach podrobne rozvádza L. MORET (1946) vo svojej knihe „Les sources thermominérales“, kde rozoberá na túto tému niekoľko praktických príkladov (razenie Simplon-

ského tunela, výver minerálnych prameňov Saint-Gervais) a zároveň ich graficky dokumentuje na priložených schémach. Píše, že: „... teória dvoch vetví sa volá termosifónnou teóriou L. de Launayho“. Aj on aplikuje princíp termosifónu vo všetkých príkladoch tak, že infiltračná oblasť je vždy vo vyššej nadmorskej výške ako oblasť výverová.

### **Princíp termosifónu**

Na vysvetlenie princípu termosifónu budeme vychádzať zo súčasnej technickej terminológie, kde je objasňovaný v spojitosti s termosifónovým chladením vozidlových motorov. Obeh vody pri tomto spôsobe chladenia v chladiacej sústave je spôsobovaný rozdielom mernej hmotnosti ohriatej a ochladenej kvapaliny (O. LEVINSKÝ—I. ŠELEPOVÁ—J. ŽÁK 1982). Ak toto aplikujeme do hydrogeologickej praxe, môžeme povedať, že prirodzené vývery termálnych vôd, alebo ich prelivy z vrtoz sú podmienené v konečnom dôsledku rozdielnou mernou hmotnosťou studenej a termálnej vody v hydraulicky spojitom prostredí cirkulácie týchto vôd. Z toho vyplýva, že výstup termálnych vôd na zemský povrch nemusí byť všade podmienený iba hydrostatickým pretlakom vznikajúcim medzi vyššie položenou infiltračnou oblasťou a nižšie položenou výverovou oblasťou. Týmto zároveň vzniká potreba diferenciacie aplikácie princípu termosifónu pre členité oblasti pohorí, kde sú vytvorené podmienky na vznik dostatočne vysokého hydrostatického pretlaku a pre rovinné oblasti, kde nie je vždy výrazný výškový rozdiel medzi infiltračnou a výverovou oblasťou.

V úvode spomínajú autori jednotne a z fyzikálneho hľadiska nesprávne aplikovali termín „princíp termosifónu“ práve preto, že ho použili v príkladoch pre oblasti, kde je výrazné prevýšenie medzi infiltračnou a výverovou oblasťou, čím je vytvorená podmienka pre vznik dostatočne veľkého tlakového spádu v hydrogeologickej štruktúre na to, aby vďaka nemu voda vystúpila až na zemský povrch. Zmena mernej hmotnosti studenej a termálnej vody v tomto prípade zohráva druhoradú úlohu a do popredia sa dostáva až tam, kde samotný hydrostatický tlak je nepostačujúci na to, aby sa termálna voda dostala až na povrch.

Z uvedeného vidieť, že princíp termosifónu z hľadiska fyzikálneho nie je možné aplikovať na hydrogeologické štruktúry s vadóznymi termálnymi vodami v pásme centrálnych Západných Karpát. Výstupy termálnych vôd sú tu podmienené, ako to vysvetľuje i M. MAHEL (1952) a O. HYNIE (1963), hydrostatickým pretlakom, ktorý je spôsobený rôznymi nadmorskými výškami infiltračnej a výverovej oblasti hydrogeologickej štruktúry. Vzhľadom na rôzne typy hydrogeologických štruktúr ide o otvorené alebo polootvorené artézske štruktúry termálnych vôd (O. FRANKO 1970; 1975; O. FRANKO—S. GAZDA—M. MICHALÍČEK 1975).

### **Činitele ovplyvňujúce piezometrickú výšku termálnych vôd**

Základnou vlastnosťou vody prúdiacej v priepustnom horninovom prostredí, od ktorej priamo závisí piezometrická výška, je hydrostatický tlak. Informáciu o jeho

veľkosti môžeme získať meraním vo vrtoch alebo výpočtom. Pri hlbokých geotermálnych vrtoch sme často obmedzovaní technickými možnosťami, takže nie sme schopní odmerať tlak v požadovanej hĺbke. Meranie je náročné na pracovný čas i technické vybavenie a robia ho iba špeciálne pracoviská zariadené na tento druh prác (GP Ostrava, VIKUV Budapešť, Nafta Gbely, Geindustria Praha). Prístrojové vybavenie a metodiku práce nemajú rovnaké, a to vedie k získaniu rozdielnych hodnôt nameraných hydrostatických tlakov, čo má negatívny vplyv na ich korelovateľnosť. Tieto skutočnosti nás niekedy nútia k získaniu hydrostatického tlaku výpočtom, ktorý je tým zložitejší, čím viac sa voda prúdiaca hydrogeologickým kolektorom za daných termodynamických podmienok ( $t = 3,98 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $p = 101\,325 \text{ Pa}$ ) líši od destilovanej vody. Výpočet môžeme urobiť viacerými spôsobmi, pričom každému zodpovedá určitý výsledok. Pre jednoduchosť by bolo vhodné používať rovnaký spôsob výpočtu zohľadňujúci v dostatočne širokej škále termodynamické podmienky a fyzikálne vlastnosti v prírode sa vyskytujúcich podzemných vôd. Ďalej rozvážame podrobný postup výpočtu hydrostatického tlaku tak, ako je počítaný na samočinnom počítači pomocou programu zostaveného v jazyku BASIC.

V hlbokých geotermálnych vrtoch môžeme hydrostatický tlak počítat zo statickej alebo dynamickej hladiny termálnej vody. Statickú hladinu dostaneme meraním výšky vodného stĺpca pri uzavretom vrte ( $Q = 0$ ) v čase, keď už nedochádza k pohybu termálnej vody medzi vrtom a zvodneným kolektorom. Údaje o dynamickej hladine dostávame pri jednotlivých výdatnostiach geotermálneho vrtu ( $Q \neq 0$ ) pre určitý ustálený stav. K pôvodnej hodnote statického tlaku v zvodnenom kolektore sa potom najviac približuje hodnota tlaku vypočítaná zo statickej hladiny.

Hydrostatický tlak  $p$  je priamo úmerný súčinu mernej hmotnosti  $\rho$  a hĺbke  $h$  uvažovaného miesta pod hladinou.

$$p = h \cdot \rho \cdot g \text{ (Pa)}, \quad (1)$$

kde  $g$  je normálne tiažové zrýchlenie v  $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ , ktoré v závislosti od zemepisnej šírky  $\varphi$  môžeme vypočítat s menšou odchýlkou ako  $0,04 \text{ } \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$  podľa vzťahu (J. BROŽ—V. ROSKOVEC—M. VALOUCH 1980):

$$g = 9,780\,318\,5 (1 + 0,005\,278\,895 \sin^2 \varphi + 0,000\,023\,462 \sin^4 \varphi) \quad (2)$$

Ak neudáme zemepisnú šírku, potom je vo výpočte použitá hodnota  $g = 9,809 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ . V tabuľke 1 uvádzame prehľad vypočítaných hodnôt tiažového zrýchlenia pre oblasť Slovenska.

Merná hmotnosť  $\rho$  je hmotnosť objemovej jednotky vody. Jej veľkosť u prírodných vôd závisí od teploty, stlačiteľnosti, mineralizácie a obsahu plynov. Pri jej výpočte uvažujeme, že rozloženie teploty vo vrte je približne lineárne ako to aj dokumentuje obrázok 1, kde je znázornený výsledok merania teploty vo vrte FGTV-1 — Tvrdošovce pri výdatnosti  $7,333 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Ak je tento predpoklad splnený, potom pre výpočet mernej hmotnosti môžeme použiť teplotu vody vo vrte,

$\varphi$ (°)	$g$ (m · s <sup>-2</sup> )	$\varphi$ (°)	$g$ (m · s <sup>-2</sup> )
47 30	9,808 450 82	48 50	9,809 650 73
40	9,808 601 11	49 00	9,809 800 26
50	9,808 751 33	10	9,809 949 68
48 00	9,808 901 47	20	9,810 098 97
10	9,809 051 52	30	9,810 248 13
20	9,809 201 47	40	9,810 397 16
30	9,809 351 33	50	9,810 546 05
40	9,809 501 09	50 00	9,810 694 80

ktorú vypočítame ako aritmetický priemer ložiskovej teploty a teploty vody na ústí vrtu. V prípade, že poznáme priebeh teploty vody vo vrte napr. z merania teplotného gradientu, vypočítame túto teplotu ako vážený aritmetický priemer vzhľadom na jednotlivé hĺbkové intervaly, v ktorých bola teplota meraná. Nesmie sme pritom zabúdať, že rozloženie teploty je závislé aj od množstva prúdiacej vody, aj od času prúdenia tohto množstva vo vrte.

Každá reálna kvapalina je stlačiteľná. Stlačiteľnosť vody spôsobuje zmenšovanie jej objemu vplyvom zvýšenia tlaku, čo v konečnom dôsledku podmieňuje vzrast mernej hmotnosti vody v závislosti od tlakových pomerov vo vrte. Súčiniteľ objemovej stlačiteľnosti vody je rádu  $10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$  (I. MUCHA 1976), čo nám umožňuje zaviesť do výpočtu určitý predpokladaný tlak, ktorý sa podieľa na zmenšení objemu vody vo vrte. Tento predpokladaný tlak po vypočítaní mernej hmotnosti je nahradený skutočným tlakom, čím je chyba, ktorej sme sa dopustili jeho zavedením odstránená.

Merná hmotnosť vody sa zväčšuje aj s obsahom rozpustených solí. Veľkosť vplyvu mineralizácie bez ohľadu na teplotu vody môžeme vyčíslit pomocou vzťahu (I. MUCHA—V. M. ŠESTAKOV 1981)

$$\Delta \rho_M = 0,728 \cdot \alpha, \quad (3)$$

kde  $\alpha$  je celková mineralizácia vody v  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ .

Pre výpočet mernej hmotnosti vody vo vrte v závislosti od teploty, tlaku a mineralizácie sme zvolili regresný vzťah (J. JURÁNEK et al. 1979)

$$\rho = 1000,3 - 0,051 t - 0,0038 t^2 + (6,88 - 0,021 t + 0,000 149 t^2) \cdot 0,1 \alpha + (4,54 - 0,005 \alpha) \cdot 1,02 \cdot p \cdot 10^{-7} (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}), \quad (4)$$

ktorý platí v intervale pre:

- teplotu  $t$  od  $20^\circ\text{C}$  do  $150^\circ\text{C}$
- tlak  $p$  od  $2 \cdot 10^5 \text{ Pa}$  do  $4,9 \cdot 10^7 \text{ Pa}$
- mineralizáciu  $\alpha$  od 0 do  $300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

s presnosťou 0,2 % vzhľadom k experimentálnym hodnotám číselných konštánt. V tomto vzťahu je vplyv mineralizácie v závislosti od teploty vody vyjadrený výrazom



$$\Delta \rho_m = (6,88 - 0,021 t + 0,000 149 t^2) \cdot 0,1 \alpha \quad (5)$$

Hodnota  $\Delta \rho_m$  vypočítaná pomocou tohto výrazu je v porovnaní s hodnotou počítanou z prvého výrazu vždy menšia. Pri rovnakej teplote je tento rozdiel priamo úmerný obsahu solí vo vode.

Obsah rozpusteného plynu vo vode podľa typu plynu mernú hmotnosť vody buď zväčšuje (napr.  $\text{CO}_2$ ) alebo znižuje (napr.  $\text{CH}_4$ ), čo vyjadruje vzťah (J. KRAJČA 1977)

$$\Delta \rho_{gr} = \frac{b_i \cdot \rho}{V_{mi} \cdot 10^3} \cdot (M_i - \bar{v}_i \cdot \rho) (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}) \quad (6)$$

pričom  $b_i$  — obsah rozpusteného plynu vo vode ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )  
 $V_{mi}$  — normálny molárny objem plynu ( $\text{m}^3 \cdot \text{kmol}^{-1}$ )  
 $M_i$  — molárna hmotnosť plynu ( $\text{kg} \cdot \text{kmol}^{-1}$ )  
 $\bar{v}_i$  — parciálny molárny objem plynu v sústave plyn—voda ( $\text{m}^3 \cdot \text{kmol}^{-1}$ ).

Vznik dvojfázového prúdenia vo vrte môžeme predpokladať na základe tlaku nasýtenia, ktorý fyzikálne definuje termodynamickú rovnovahu plynnej a kvapalnej fázy. Ak je tlak nasýtenia väčší ako tlak na ústí vrtu, vzniká vo vrte nová fáza — plyná, ktorá skokom znižuje mernú hmotnosť vody vo vrte, čo sa prejaví pri meraní tlakového gradienta vychýlením krivky rozloženia tlaku. Prakticky je to vidieť na obr. 1, kde je krivka rozloženia tlaku meraná vo vrte FGTV-1 Tvrdošovce pri výdatnosti  $10,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Na základe Daltonovho zákona môžeme vypočítať tlak nasýtenia  $p_{nas}$  ako súčet parciálnych tlakov  $p_i$  jednotlivých plyných zložiek určených rozborom plynu.

$$p_{nas} = \sum_{i=1}^n p_i (\text{Pa}) \quad (7)$$

Vychádzajúc z definície Ostwaldovho koeficienta  $\beta$  (V. KELLÖ—A. TKÁČ 1977) parciálny tlak plynnej zložky vypočítame zo vzťahu

$$p_i = \frac{\bar{b}_i}{\beta_i} \cdot 9,80665 \cdot 10^4 (\text{Pa}) \quad (8)$$

Rozpustnosť plynu vo vode znižuje obsah solí. Ostwaldov koeficient vyjadruje rozpustnosť plynu v nemineralizovanej vode, a preto musíme urobiť opravu objemu plynu určeného priamo analýzou na obsah solí pomocou upraveného vzťahu (J. KRAJČA 1977)

$$\bar{b}_i = \frac{b_i}{(1 - q) \cdot \rho \cdot 10^{-3}} \cdot 10^{k_i \cdot n} \quad (9)$$

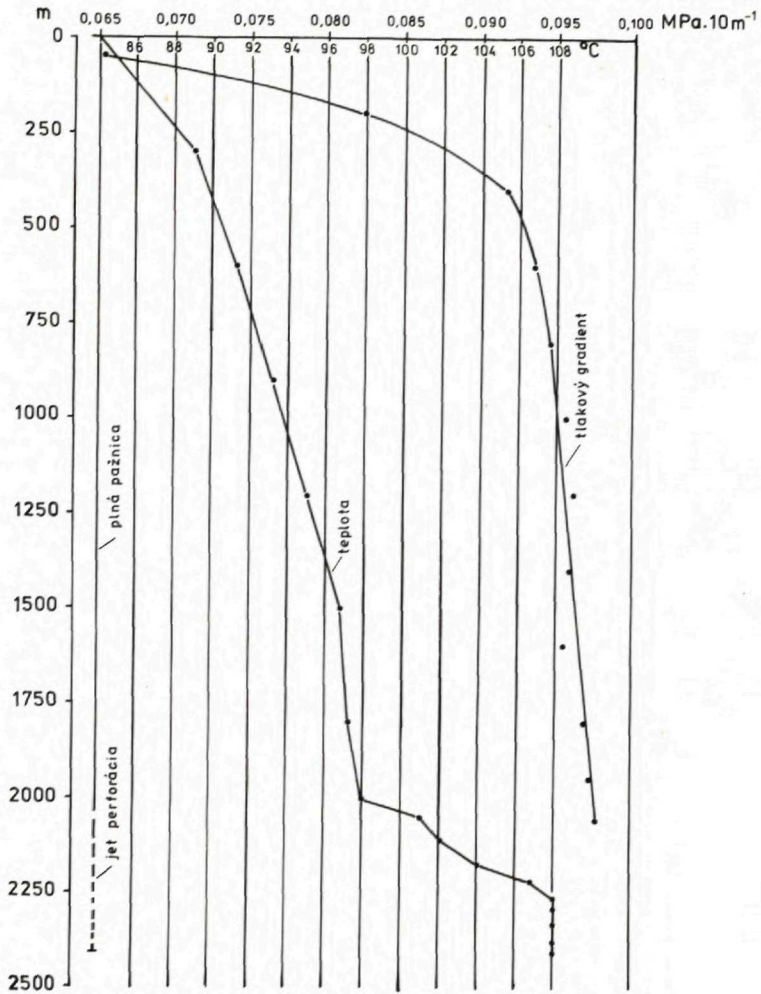
kde  $q$  — váhová koncentrácia solí vo vode ( $q = \alpha/\rho$ )

$k_i$  — koeficient Sečenova

$n$  —  $\sum_{i=1}^k c_i \cdot z_i$

$c_i$  — koncentrácia iónu v mol . m<sup>-3</sup>

$z_i$  — počet nábojov (formálne mocenstvo iónu, K. HYÁNKOVÁ 1980).



Obr. 1 Krivky priebehu teploty a tlakového gradienta vo vrte FGTV-1 — Tvrdošovce

Tento spôsob výpočtu pre tlak nasýtenia dáva hodnoverné výsledky dovtedy, kým jeho hodnota neprekročí 10 MPa. Nad touto hranicou je potom výhodnejšie vzhľadom na presnosť výpočtu počítať tlak nasýtenia pomocou rovnovážnych konštánt pre binárne sústavy (M. KOLÁROVÁ et al. 1973). So vznikom plynnej fázy dochádza k zložitému procesu tvorby bublín, ktoré nakoniec vytvoria plynokvapalnú zmes v celom profile vrty, čím vzniká bublinový tok podmieňujúci vznik gazliftu. Jeho hodnotu vyčíslime podľa P. LIEBEHO ex O. FRANKO (1981) ako

$$\Delta p_g = G \cdot \left( \ln \frac{p_{nas}}{p_0} + \frac{p_0}{p_{nas}} - 1 \right) \cdot 9,80665 \cdot 10^4 \text{ (Pa)} \quad (10)$$

pričom  $\Delta p_g$  — vplyv vznosu plynov — gazlift v Pa  
 $G$  — plynový faktor (pomer plynnej fázy ku kvapalnej pri teplote  $t$  a atmosférickom tlaku v čase merania) v  $m^3 \cdot m^{-3}$   
 $p_0$  — tlak na ústí vrty

U preplynených vôd so zaklesnutou hladinou je pri obnovovaní prelivu podiel gazliftu niekedy väčší ako podiel termoliftu. Táto diferencia medzi gazliftom a termoliftom však postupne klesá s prehrievaním sa vodného stĺpca vo vrte.

Pomocou tlaku nasýtenia a gazliftu môžeme vypočítať mernú hmotnosť preplynenej kvapaliny nad bodom evázie vzhľadom na to, že tlak nasýtenia nám v konečnom dôsledku vymedzuje úroveň existencie plynnej fázy a gazlift predstavuje hodnotu prírastku na výške vodného stĺpca spôsobenú vznosom voľného plynu

$$q_{ge} = \frac{p_{nas}}{h_{nas} \cdot g} \quad (11)$$

kde  $h_{nas} = h'_{nas} + h_g$ , pričom  $h'_{nas} = \frac{p_{nas}}{\rho \cdot g}$  a  $h_g = \frac{\Delta p_g}{\rho \cdot g}$

$q_{ge}$  je merná hmotnosť preplynenej kvapaliny nad bodom evázie;  
 a ostatné symboly už boli opísané.

Ak prepočítame vplyv vznosu plynu na celú výšku kvapaliny vo vrte, dostaneme zmenu jej mernej hmotnosti ako prejav prítomnosti voľného plynu podľa vzťahu

$$\Delta q_{gv} = \frac{\Delta p_g}{h \cdot g} \quad (12)$$

Potom merná hmotnosť kvapaliny vo vrte je

$$q_g = q - \Delta q_{gv} \quad (13)$$

a gazliftu zodpovedá hodnota výšky preplyneného stĺpca kvapaliny vyjadrená ako

$$\Delta h_g = \frac{\Delta p_g}{\rho_g \cdot g} \quad (14)$$

Polohu termodynamického bodu evázie vzhľadom na ústie vrtu určíme zo vzťahu

$$h_e = \frac{p_{nas} - p_u - p_a}{\rho_{ge} \cdot g} \quad (15)$$

kde  $p_u$  je tlak na ústí vrtu a  $p_a$  je atmosferický tlak. Ak má voda vo vrte negatívnu výtlačnú úroveň, potom

$$h_e = \frac{p_{nas} - p_a}{\rho_{ge} \cdot g} - h_v \quad (16)$$

kde  $h_v$  je hĺbka hladiny vo vrte.

Zmena mernej hmotnosti vody vplyvom zvýšenia teploty má za následok predĺženie vodného stĺpca (teplotná rozťažnosť vody). Ináč povedané — stĺpec studenej vody vyvolá väčší hydrostatický tlak ako rovnaký stĺpec teplej vody alebo pri konštantnom hydrostatickom tlaku je tlaková výška studenej vody menšia ako vody teplej. Napr. tlaku 9,8 MPa zodpovedá tlaková výška 1 000 m nestlačiteľnej destilovanej vody teplej 15 °C. Za tých istých podmienok tomuto tlaku však zodpovedá aj tlaková výška 1 016,17 m vody teplej 60 °C. Z príkladu je vidieť o koľko vyššie vystúpi za rovnakých podmienok voda, ktorej teplota vzrastie o 45 °C. Ak vo vrte vyčíslime rozdiel hydrostatického tlaku pri konštantnej tlakovej výške a rôznych teplotách vody, dostaneme tzv. termolift. Jeho hodnotu na základe rozdielu merných hmotností môžeme vypočítať zo vzťahu

$$\Delta p_t = h \cdot \Delta \rho_t \cdot g \text{ (Pa)} \quad (17)$$

kde

$$\Delta \rho_t = \rho_{t0} - \rho_t$$

$\rho_{t0}$  — merná hmotnosť vody pri teplote  $t_0$ , ktorú má vychladnutý stĺpec vody

$\rho_t$  — merná hmotnosť vody pri teplote  $t$ , ktorú má prehriaty stĺpec vody

$h$  — výška vodného stĺpca pri statickej hladine

Tejto hodnote tlaku zodpovedá výška prehriateho vodného stĺpca

$$\Delta h_t = \frac{\Delta p_t}{\rho_t \cdot g} \quad (18)$$

Výšku stĺpca vody vyvolávajúcu hydrostatický tlak (tlakovú výšku) ovplyvňujú aj hydraulické straty vznikajúce pri prúdení vody vo vrte. Pri geotermálnych vrtoch majú praktický význam len hydraulické straty po dĺžke, ktoré podstatne ovplyvňujú druh prúdenia. Kritériom prechodu laminárneho prúdenia na turbulentné je tzv. Reynoldsovo číslo  $Re$

$$Re = v \cdot D \cdot \frac{\rho}{\mu} \quad (19)$$

kde  $v$  — stredná rýchlosť prúdenia v  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

$$v = \frac{Q}{\pi \left(\frac{D}{2}\right)^2}$$

$Q$  — výdatnosť v  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

$D$  — priemer potrubia (pažníc) v  $\text{m}$

$\mu$  — súčiniteľ dynamickej väzkosti

Súčiniteľ dynamickej väzkosti počítame zo vzťahu (J. JURÁNEK et al. 1979):

$$\mu = 2,414 \cdot 10^{-5} \cdot 10 \frac{247,8}{t + 133,15}$$

Straty po dĺžke vypočítame

$$h_d = \xi \cdot \frac{v^2}{2g} \quad (21)$$

kde  $\xi$  je odporový súčiniteľ závisiaci od druhu prúdenia a odporu. Jeho veľkosť určíme ako

$$\xi = \lambda \cdot \frac{l}{D} \quad (22)$$

kde  $l$  je dĺžka potrubia v  $\text{m}$  a  $\lambda$  súčiniteľ trenia, ktorý pri laminárnom prúdení ( $\text{Re} \leq 2320$ )

závisí len od Reynoldsovho čísla

$$\lambda = \frac{64}{\text{Re}} \quad (23)$$

pri turbulentnom prúdení aj od drsnosti potrubia. Pre oblasť hydraulicky hladkých potrubí ho vypočítame pre interval  $2350 < \text{Re} < 10^5$  podľa BLASIEVA ex E. MĀSIAR—J. KAMENSKÝ (1978):

$$\lambda = \frac{0,3164}{\text{Re}^{0,25}} \quad (24)$$

Pre vyššie hodnoty Reynoldsovho čísla ( $\text{Re} \geq 10^5$ ) sa používa Konakov vzťah (tamtiež)

$$\lambda = \frac{0,31}{\left(\log \frac{\text{Re}}{6,81}\right)^2} \quad (25)$$

Týmto spôsobom vyčíslené hydraulické straty potom pripočítame k výške vodného stĺpca.

Po zohľadnení všetkých spomínaných vplyvov môžeme vypočítať piezometrickú výšku  $h_0$  zo vzťahu

$$h_0 = h + z - h_1 \quad (\text{m n. m.}) \quad (26)$$

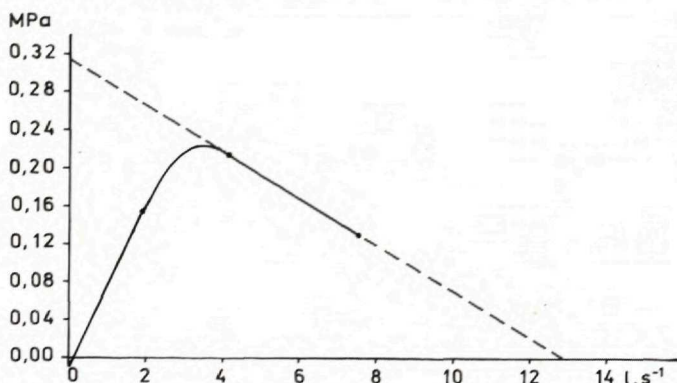
kde  $h$  — reálna tlaková výška —  $h = \frac{P}{\rho \cdot g} - h_d$

$z$  — nadmorská výška ústia vrtu

$h_1$  — hĺbka počítania hydrostatického tlaku (stred otvoreného úseku)

### Okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu

Jedným z príkladov atypického správania sa termálnych a preplyných vôd oproti obyčajným vodám v artézskych štruktúrach je vývoj tlaku na ústí vrtu, kde dochádza k takému paradoxu, že pri znížení hydrostatického tlaku v hĺbke (vytvorenie depresie pri určitej výdatnosti) hodnota tlaku na ústí vrtu neklesá, ale stúpa, čo je spôsobené narastajúcim termoliftom a gazliftom. Vplyv teploty a vznosu plynu dokáže eliminovať depresiu hydrostatického tlaku v hĺbke po určitú hranicu spôsobujúcu tento paradox, ktorý zaniká až pri dostatočne veľkej depresii. Názorne je to vidieť z nameraných hodnôt na vrte Tvrdošovce, ktoré sú v tabuľke 2 a graficky znázornené na obr. 2.



Obr. 2 Vývoj tlaku na ústí vrtu FGTV-1 — Tvrdošovce pri rôznych výdatnostiach

Vývoj tlaku na ústí vrtu FGTV-1 a v hĺbke 2004 m Tabuľka 2

Výdatnosť ( $l \cdot s^{-1}$ )	Tlak na ústí (MPa)	Tlak v hĺbke (MPa)
0	-0,98 m	19,59
1,9	0,155	19,42
4,12	0,214	19,23
7,5	0,131	18,92

Takto sa v praxi stretávame s tým, že statická hodnota tlaku na ústí vrtu je menšia ako dynamická hodnota tlaku, čo znemožňuje vyčíslenie depresie z týchto hodnôt tlakov. Jej veľkosť však môžeme vypočítať pomocou pseudofiktívnej hodnoty tlaku označenej termínom okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu, ktorú by sme dostali tak, že s uzavretím vrtu by v tom istom časovom okamihu dosiahol hydrostatický tlak v hĺbke hodnotu ustáleného statického tlaku. Okamžitú statickú hodnotu tlaku na ústí vrtu dostaneme:

- meraním pri stúpajúcej skúške ako maximálnu hodnotu tlaku na ústí
- graficky extrapoláciou z krivky výdatnosti (obr. 2)
- počtovo podľa vzťahu

$$p_{max} = p_{st} - h_1 \cdot \rho_{dyn} \cdot g \quad (27)$$

kde  $p_{max}$  — okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu

$p_{st}$  — statický tlak v hĺbke  $h_1$

$\rho_{dyn}$  — merná hmotnosť vody vo vrte pri určitej výdatnosti

Výsledky týchto troch spôsobov určenia  $p_{max}$  z niekoľkých geotermálnych vrto v sú v tabuľke 3

Tabuľka 3

Okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu v MPa určená rôznymi metódami

Označenie vrtu	meraním	graficky	početne
VR-1	0,688	0,72	0,855
BEH-1	0,981	0,99	0,986
ŠI-NB II	0,64	0,70	0,839
FGČ-1	0,143	0,222	0,291
FGTV-1	0,297	0,315	0,673
Č-1	0,184	0,172	0,882

Z tabuľky vidieť, že najhodnovernejšie údaje je možné získať počtovo. V praxi sa pre prvú orientáciu získavajú údaje graficky.

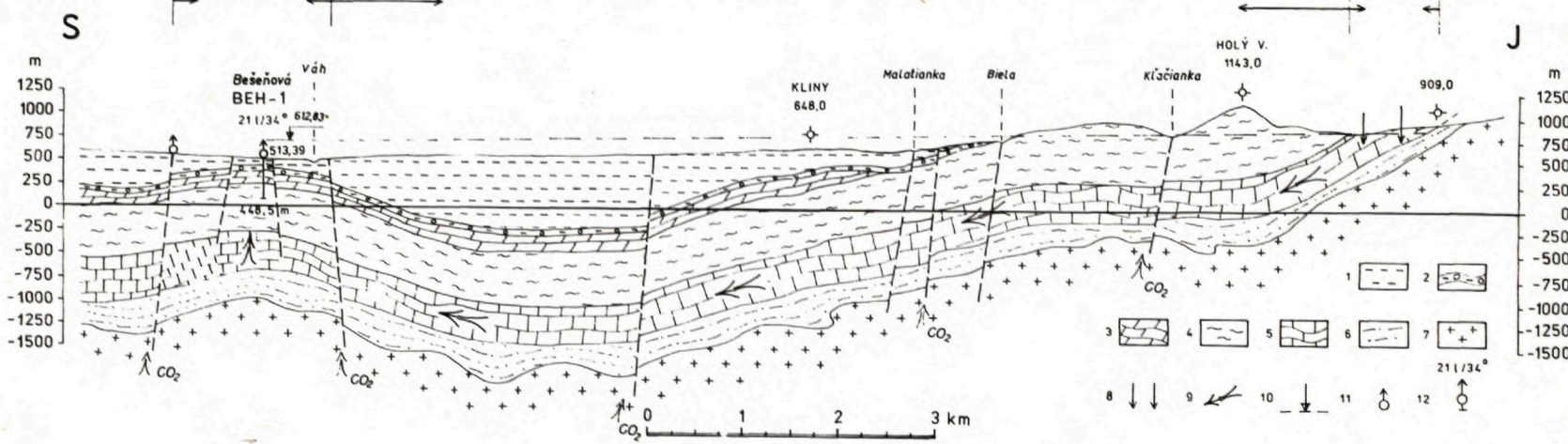
### Praktické príklady

Ako názornú ukážku rozdielov medzi štruktúrami z horskej oblasti — pásma centrálnych Západných Karpát a z rovinnej oblasti — podunajskej panvy, uvádzame príklady z Bešeňovej (obr. 3, tab. 3, 4, 5, 6), Vrbova a Laskára (tab. 3, 4, 5), Čilistova (obr. 4, tab. 3, 4, 5, 6), Tvrdošoviec a Čalova (tab. 3, 4, 5, 6). V tabuľke 4 sú uvedené údaje použité na výpočet jednotlivých piezometrických výšok a v tabuľke 5 sú uvedené príslušné výpočty.

Bešeňová. Termálne vody na tejto lokalite sú viazané na typickú otvorenú hydrogeologickú štruktúru vrásového horského systému (obr. 3). Kolektormi vôd sú triasové dolomity a vápence krížňanského príkrovu (nižší príkrov). V prirodzených prameňoch (26) vyvieralo sumárne  $21 \cdot s^{-1}$  vody s teplotami v rozmedzí

L i p t o v s k á   k o t l i n a   ←————→   N i z k e   T a t r y

v ý v e r o v á   o b l a s t   ←————→   a k u m u l a č n á   o b l a s ť   ←————→   i n f i l t r a č n á   o b l a s ť



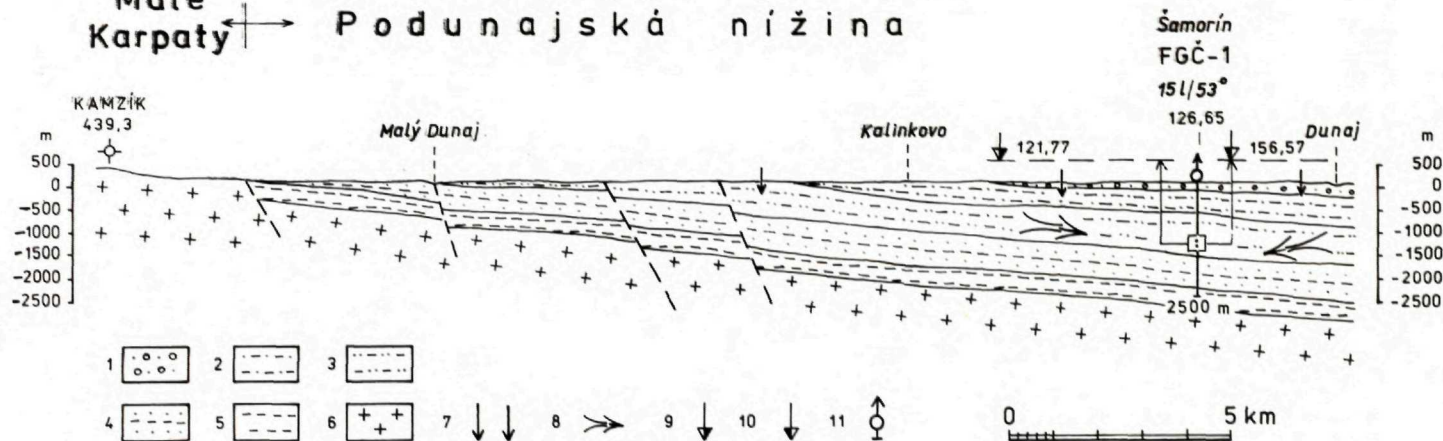
Obr. 3 Priechny schematický rez štruktúrou bešeňovských minerálnych vôd  
 Paleogén — 1 — zlepenec, pieskovce a ílovcy (ílovcová litofácia : priabón-spodný oligocén), 2 — brekcie, zlepenec, pieskovce a vápence (bazálna litofácia : lutét-priabón); chočský príkrov — 3 — dolomity (stredný-vrchný trias); križňanský príkrov — 4 — pieskovce, bridlice, sliene, vápence a dolomity (spodná krieda-vrchný trias), 5 — dolomity a vápence (vrchný-stredný trias); obalová séria Červenej Magury — 6 — zlepenec, kremence, pieskovce a bridlice (werfén); 7 — granity prašivského typu; 8 — infiltrácia zrážok; 9 — prúdenie vôd; 10 — statická hladina termálnych vôd; 11 — prameň minerálnych vôd; 12 — vrt s minerálnou vodou (21 l = výdatnosť prelivu v l . s<sup>-1</sup>, 34° = teplota vody v °C, 513,39 = kóta vrtu)



SZ

JV

Malé Karpaty → Podunajská nížina



Obr. 4 Pozdĺžny schematický rez štruktúrou termálnych vôd v oblasti Šamorína

1 — piesčité štrky (pleistocén); 2—4 — striedanie pieskov a ílov (2 — ruman-dák, 3 — pont, 4 — panón); 5 — íly a pieskovce (sarmat-báden); 6 — granitoidy, kryštalické bridlice; 7 — infiltrácia plytkých podzemných vôd; 8 — 9 — okamžitá statická hladina termálnych vôd; 10 — výdatnosť prelivu v l · s<sup>-1</sup>, 53° = teplota vody v °C, 126,65 = kóta vrtu; 11 — výskumný geotermálny vrt

Hodnoty použité na výpočet jednotlivých piezometrických výšok

Lokalita	Por. číslo	Označenie vrtu	Kóta vrtu	Stred perforovaného úseku	Výdatnosť	Mineralizácia	Teplota vody vo vrte	Tlak na ústí vrtu	Plynový faktor	Rozpustený plyn	Typ plynu
			m n. m.	m	l . s <sup>-1</sup>	kg m <sup>-3</sup>	°C	Pa	m <sup>3</sup> . m <sup>-3</sup>		
Bešeňová	1	BEH 1-10 <sup>1)</sup>	513,39	407,3	0	3,219	24,75	975 760	0,304	0,643	CO <sub>2</sub>
	2	BEH 1-13 <sup>2)</sup>	513,39	407,3	3,00	3,268	33,75	946 340	0,481	0,733	CO <sub>2</sub>
Vrbov	3	VR 1-10	657,14	<b>1 613,0</b>	0	3,943	38,45	450 000	4,641	0,433	CO <sub>2</sub>
	4	VR 1-11 <sup>2)</sup>	657,14	<b>1 613,0</b>	3,60	3,867	52,45	508 000	4,641	0,433	CO <sub>2</sub>
Laskár	5	Š1-NB II-10	269,01	<b>1 764,0</b>	0	0,935	40,75	680 000	0,015	0,058	CO <sub>2</sub>
	6	Š1-NB II-11	269,01	<b>1 764,0</b>	4,02	0,935	61,55	670 000	0,015	0,058	CO <sub>2</sub>
Čilistov	7	FGČ-1-DO <sup>3)</sup>	126,65	<b>1 372,0</b>	0	6,598	40,75	- 4,88 m	0,309	0,222	CO <sub>2</sub>
	8	FGČ-1-D1 <sup>3)</sup>	126,65	<b>1 372,0</b>	15,00	6,657	58,22	19 613	0,601	0,224	CO <sub>2</sub>
Tvrdošovce	9	FGTV1-10	115,85	<b>2 212,5</b>	0	21,513	81,76	- 0,98 m	1,178	0,083	CO <sub>2</sub>
	10	FGTV1-13	115,85	<b>2 212,5</b>	7,50	20,846	97,53	131 400	1,403	0,069	CO <sub>2</sub>
Čalovo	11	Č-1-10	111,44	<b>2 365,0</b>	0	4,868	84,76	- 2,17 m	1,062	0,041	CH <sub>4</sub>
	12	Č-1-12 <sup>2)</sup>	111,44	<b>2 365,0</b>	4,50	5,115	101,66	110 320	1,710	0,035	CH <sub>4</sub>

Poznámka: <sup>1)</sup> 10 uzavretý vrt, <sup>2)</sup> 11, 12, 13 prvá, druhá, tretia depresia, <sup>3)</sup> DO, D1 Ditto <sup>1), 2)</sup> pri dlhodobej skúške

7,5—22 °C. Vrtom BEH-1 boli vody zachytené na priečnom zlome s.-j. smeru v slienitých vápencoch jurského veku krížňanského príkrovu v hĺbke 414,6—420,6 m. Z vrtu voľne vyteká ustálených 21 l . s<sup>-1</sup> vody s teplotou 34 °C (O. FRANKO et al. 1979). Sú to vody SO<sup>4</sup>-HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg typu s mineralizáciou 3,3 g . l<sup>-1</sup>. Infiltračná oblasť sa nachádza na s. svahoch Nízkych Tatier v nadmorskej výške okolo 900 m. Výverová oblasť sa nachádza v Liptovskej kotline v údolí rieky Váh v nadmorskej výške okolo 513 m. Medzi nimi je akumulčná, resp. transportno-akumulčná oblasť.

Z výškového rozdielu (asi 400 m) medzi infiltračnou a akumulčnou oblasťou vidieť, že hydrostatický tlak je postačujúci na to, aby termálne vody prirodzene vyvierali, resp. voľne vytekali z vrtu. Statická hodnota tlaku vody na ústí vrtu je 0,975 MPa. Ako vidieť z tabuľky 6, rozdiel medzi okamžitou statickou hodnotou tlaku a statickou hodnotou tlaku na ústí vrtu je veľmi malý (0,011 MPa). Je to podmienené pomerne nízkou teplotou vody (asi 34 °C) a pomerne nízkym obsahom voľného plynu (0,481 m<sup>3</sup> . m<sup>-3</sup>) typu CO<sub>2</sub>.

Vrbov. Termálne vody na tejto lokalite sú viazané na poloopenú štruktúru, prirodzené pramene tu nevyvierali. Kolektormi sú triasové dolomity chočského príkrovu (vyšší príkrov). Vrtom Vr-1 boli vody zachytené v hĺbke 1 510—1 742 m (V. ŠINDELÁŘ et al. 1982). Z vrtu voľne vyteká 28,3 l . s<sup>-1</sup> vody s teplotou 56 °C. Sú to vody Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> typu s mineralizáciou 3,99 g . l<sup>-1</sup>. Infiltračná oblasť vôd sa nachádza na jv. a j. svahoch Vysokých Tatier pozdĺž podtatranského zlomu v oblasti Vyšné Hágy — Tatranská Polianka — Nový Smokovec v nadmorskej výške okolo 1 050 m (V. HANZEL et al. 1979). Vrt vo Vrbove (umelá výverová oblasť) sa nachádza v nadmorskej výške okolo 657 m. Výškový rozdiel medzi infiltračnou a umelou výverovou oblasťou je okolo 400 m. Hydrostatický tlak je postačujúci na to, aby voda z vrtu voľne vytekala. Statická hodnota tlaku vody na ústí vrtu je 0,45 MPa. Ako vidieť z tabuľky 6, rozdiel medzi okamžitou statickou hodnotou tlaku a statickou hodnotou tlaku na ústí vrtu je 0,405 MPa. Tento pomerne vysoký rozdiel je spôsobený vyššou teplotou vody (56 °C) a veľmi vysokým obsahom voľného plynu (4,641 m<sup>3</sup> . m<sup>-3</sup>) typu CO<sub>2</sub>.

Laskár. Termálne vody na tejto lokalite sú viazané na takú istú štruktúru ako vody vo Vrbove. Kolektorom sú triasové dolomity chočského príkrovu. Vrtom Š1-NB II. boli vody zachytené v hĺbke 1 653—1 851 m (P. ADAMČÍK et al. 1981). Z vrtu voľne vyteká 26,7 l . s<sup>-1</sup> vody teplej 66 °C. Sú to vody HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-(Mg)-Na typu s mineralizáciou 0,94 g . l<sup>-1</sup>. Infiltračná oblasť vôd sa nachádza na sz. svahoch Žiaru v nadmorskej výške 400—800 m n.m. (O. FRANKO 1970). Vrt v Laskári (umelá výverová oblasť) sa nachádza v nadmorskej výške 269,01 m. Výškový rozdiel medzi oblasťami je okolo 130—570 m. Hydrostatický tlak je postačujúci na to, aby voda z vrtu voľne vytekala. Statická hodnota tlaku vody na ústí vrtu je 0,68 MPa. Ako vidieť z tabuľky 6, rozdiel medzi okamžitou statickou hodnotou tlaku a statickou hodnotou tlaku na ústí vrtu je 0,159 MPa. Tento pomerne malý rozdiel aj napriek vyššej teplote vody (62 °C) je spôsobený veľmi nízkym obsahom voľného plynu (0,015 m<sup>3</sup> . m<sup>-3</sup>) typu CO<sub>2</sub>.

Výpočet jednotlivých piezometrických výšok

Por. číslo	Vplyv mineralizácie	Vplyv rozpusteného plynu	Vplyv voľného plynu	Hydraul. straty vo vrte	Tlak nasýtenia	Merná hmotnosť kvapaliny	$\rho$ nad bodom evázie	$\rho$ vo vrte
	$\Delta\rho_M$	$\Delta\rho_{gr}$	$\Delta\rho_{gv}$	$h_d$	$p_{nas}$	$\rho$	$\rho_{gc}$	$\rho_g$
	$(6,88-2,1 \cdot 10^{-2}t + 1,49 \cdot 10^{-4}t^2) \cdot 0,1 \alpha$	$\frac{b_i \rho}{V_{mi} \cdot 10^3 \cdot (M_i - \bar{v}_i \cdot \rho)}$	$\frac{\Delta p_g}{h \cdot g}$	$\xi \cdot \frac{v^2}{2g}$	$\sum_{i=1}^n \frac{b_i}{\beta_i} \cdot 98066,5$	$1000,3-5 \cdot 10^{-2}t - 3,8 \cdot 10^{-3} \cdot t^2 + \Delta\rho_M + (4,54-5 \cdot 10^{-3} \alpha) \cdot 1,02 \cdot p \cdot 10^{-7} + \Delta\rho_{gr}$	$\frac{p_{nas}}{h_{nas} \cdot g}$	$\rho - \Delta\rho_{gv}$
	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	m	$10^6 \text{Pa}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
1	2,076	0,422	—	—	—	1000,355	—	1000,355
2	2,072	0,535	—	0,053	0,848	997,996	—	997,996
3	2,481	2,355	—	—	—	1001,289	—	1001,289
4	2,393	2,164	19,325	0,268	2,191	995,404	870,06	976,079
5	0,586	0,021	—	—	—	996,665	—	996,665
6	0,575	0,022	—	0,264	0,179	987,469	—	987,469
7	4,138	-0,187	—	—	—	998,941	—	998,941
8	4,102	-0,177	17,322	2,181	2,775	991,395	914,48	974,072
9	13,250	-0,706	—	—	—	988,113	—	988,113
10	13,027	-0,765	19,135	0,914	7,316	976,172	923,43	957,036
11	3,003	-0,734	—	—	—	976,152	—	976,152
12	3,214	-1,166	25,018	0,504	9,599	962,926	907,77	937,907

Por. číslo	Bod evázie	Gazlift	Tlaková výška zodpovedajúca $\Delta p_g$	Termolift	Tlaková výška zodpovedajúca $\Delta p_t$	Hydrostatický tlak	Tlaková výška zodpovedajúca $p$	Piezometrická výška
	$h_c$	$\Delta p_g$	$\Delta h_g$	$\Delta p_t$	$\Delta h_t$	$p$	$h$	$h_0$
	$\frac{[p_{nas} - (p_u + p_n)]}{\rho_s \cdot g}$	$G \cdot \left( \ln \frac{p_{nas}}{p_0} + \frac{p_0}{p_{nas}} - 1 \right) \cdot 98\,066,5$	$\frac{\Delta p_g}{\rho_g \cdot g}$	$h \cdot \Delta \rho_t \cdot g$	$\frac{\Delta p_t}{\rho_t \cdot g}$	$h \cdot \rho \cdot g$		$h + z - h_1$
	m	Pa	m	Pa	m	$10^6$ Pa	m	m n. m.
	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
1	—	—	—	—	—	4,97238	506,740	612,830
2	—	—	—	11 725	1,197	4,93405	503,970	610,060
3	—	—	—	—	—	16,29231	1658,817	702,957
4	185,670	315 630	32,966	95 756	9,807	15,95400	1 658,817	710,198
5	—	—	—	—	—	17,92537	1 666,058	338,566
6	—	—	—	165 393	17,075	17,75880	1 833,556	338,181
7	—	—	—	—	—	13,39587	1 833,171	121,770
8	295,995	233 470	24,435	101 192	10,405	13,15513	1 367,120	128,702
9	—	—	—	—	—	21,43493	1 374,052	114,870
10	782,144	417 860	44,512	259 033	27,052	20,90997	2 211,520	129,847
11	—	—	—	—	—	22,62427	2 226,497	129,847
12	1 054,289	583 260	63,398	306 538	32,453	21,87279	2 362,830	109,270
							2 376,991	123,431

Označenie vrtu	Okamžitá statická hodnota tlaku	Statická hodnota tlaku	Rozdiel
	$p_{max}$ (MPa)	$p_u$ (MPa)	$\Delta p$ (MPa)
BEH-1	0,986	0,975	0,011
VR-1	0,855	0,450	0,405
Š1-NB II.	0,839	0,680	0,159
FGČ-1	0,291	-4,88 m	0,339
FGTV-1	0,673	-0,98 m	0,683
Č-1	0,882	-2,17 m	0,902

Čilistov. Termálne vody na tejto lokalite sú viazané na pontské piesky centrálnej depresie podunajskej panvy. Ide o poloopenú štruktúru nížinnej oblasti. Vody vo vrtu FGČ-1 boli zachytené v úseku 1 549—1 195 m (obr. 4). Z vrtu voľne vyteká  $15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vody teplej  $52 \text{ }^\circ\text{C}$  (O. FRANKO 1981). Sú to vody  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$  typu s mineralizáciou  $6,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ . Ide o infiltračne degradované marinogénne (syndimentárne) vody, o čom svedčí hodnota uhličitanového koeficientu  $r_{\text{HCO}_3}/r_{\text{Cl}} = 2,22$ . Poloopenosť štruktúry spočíva v tom, že z vrchu do nej infiltrujú plytké podzemné vody z pleistocénnych piesčitých štrkov, pričom geotermálne vody z nej vo forme prirodzených prameňov nevyvierajú. Z uvedeného, ako aj z obrázku 4 vidieť, že hydrostatický tlak nepostačuje na to, aby voda z vrtu voľne vytekala. Statická hodnota tlaku, resp. ustálená hladina vody je  $-4,88 \text{ m}$  pod terénom. Rozdiel medzi okamžitou statickou hodnotou tlaku a statickou hodnotou tlaku na ústí vrtu je pomerne veľký ( $0,339 \text{ MPa}$ ), čo je spôsobené pri teplote  $58 \text{ }^\circ\text{C}$  pomerne vysokým obsahom voľného plynu ( $0,601 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) typu  $\text{CO}_2$ . Voda z vrtu voľne vyteká len vplyvom termoliftu a gazliftu.

Tvrdošovce. Termálne vody, ktoré sú brané do úvahy v tejto práci, sú viazané na panónske pieskovce centrálnej depresie podunajskej panvy. Vody vo vrtu FGTV-1 boli zachytené v úseku 2 388—2 031 m. Z vrtu voľne vytekalo  $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vody teplej  $85 \text{ }^\circ\text{C}$  (O. FRANKO 1980). Sú to vody  $\text{Cl-Na}$  typu s mineralizáciou  $20,2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ . Ide o reliktné marinogénne vody infiltračne nedegradované, o čom svedčí hodnota uhličitanového koeficienta  $r_{\text{HCO}_3}/r_{\text{Cl}} = 0,11$ . Ide o zatvorenú hydrogeologickú štruktúru, ktorá nie je doplňovaná a prirodzene odvodňovaná. Ako vidieť z tabuľky 6, hydrostatický tlak nepostačuje na to, aby voda z vrtu voľne vytekala. Statická hodnota tlaku, resp. ustálená hladina vody je  $-0,98 \text{ m}$  pod terénom. Rozdiel medzi okamžitou statickou hodnotou tlaku a statickou hodnotou tlaku na ústí vrtu je veľký ( $0,683 \text{ MPa}$ ). Je to spôsobené vysokou teplotou vody ( $98 \text{ }^\circ\text{C}$ ) a vysokým obsahom voľného plynu ( $1,403 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) typu  $\text{CO}_2$ . Voda z vrtu voľne vyteká len vplyvom termoliftu a gazliftu.

Čalovo. Termálne vody na tejto lokalite sú viazané na pontské piesky centrálnej depresie podunajskej panvy. Vody vo vrtu Č-1 sú zachytené v úseku

2 460—2 289 m. Z vrtu voľne vyteká  $7,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  vody teplej  $92 \text{ }^\circ\text{C}$  (B. GAŽA—Z. HOLÉČZYOVÁ 1972, O. FRANKO 1976). Sú to vody Cl-HCO<sub>3</sub>-Na typu s mineralizáciou  $5,1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ . Ide o marinogénne vody čiastočne infiltračne degradované ( $S_{1(\text{Cl})} = 74,3$ ,  $A_1 = 23,5$ ). Uhličitanový koeficient má o niečo vyššiu hodnotu ( $r\text{HCO}_3/r\text{Cl} = 0,34$ ) ako na lokalite Tvrdošovce (0,11). Ide o zatvorenú hydrogeologickú štruktúru, podobne ako v Tvrdošovciach. Z tabuľky 6 vidieť, že hydrostatický tlak nepostačuje na to, aby voda z vrtu voľne vytekala. Statická hodnota tlaku, resp. ustálená hladina vody je  $-2,17 \text{ m}$  pod terénom. Rozdiel medzi okamžitou statickou hodnotou tlaku a statickou hodnotou tlaku na ústí vrtu je veľmi veľký ( $0,902 \text{ MPa}$ ). Je to spôsobené veľmi vysokou teplotou vody ( $102 \text{ }^\circ\text{C}$ ) a vysokým obsahom voľného plynu ( $1,71 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) typu CH<sub>4</sub>. Voda aj v tomto prípade voľne vyteká z vrtu len vplyvom termoliftu a gazliftu.

## Záver

Výstup termálnych vôd na zemský povrch v rôznych hydrogeologických štruktúrach nemusí byť spôsobený len hydrostatickým pretlakom vznikajúcim medzi infiltračnou a výverovou oblasťou vzhľadom na ich rôzne nadmorské výšky. Tento hydrostatický pretlak môže byť spôsobený aj rozdielnou mernou hmotnosťou vody podmienenou zmenou teploty medzi týmito dvoma oblasťami, ktorá sa stáva ešte výraznejšou ak dochádza pri zmene termodynamických podmienok na výstupnej ceste termálnych vôd k dvojfázovému prúdeniu.

Z uvedeného vyplýva, že aplikácia princípu termosifónu je v prvom prípade absolútne neopodstatnená. Týka sa to všetkých otvorených alebo poloopených artézskych štruktúr termálnych vôd, ktoré majú začiatok zostupnej vrstvy vo vyššej nadmorskej výške ako koniec vetvy výstupnej. V príspevku je to výrazne vidieť na praktických príkladoch z centrálnych Západných Karpát (obr. 3, tab. 5) — lokalita Bešeňová (vrt BEH-1), Vrbov (vrt VR-1) a Laskár (vrt Š1-NB II). Termálna voda by na všetkých týchto lokalitách voľne vytekala aj v prípade, keby sme zanedbali zmenu jej mernej hmotnosti v dôsledku zvýšenia teploty (termolift) a v dôsledku prítomnosti voľného plynu (gazlift). Najvyššie hodnoty vplyvu termoliftu a gazliftu sú na vrte VR-1, pričom tlak na ústí vrtu je tu najmenší. Aj napriek tomu ak odpočítame ich hodnoty od dynamickej hodnoty tlaku na ústí vrtu, dostaneme hodnotu tlaku na ústí vrtu  $0,0966 \text{ MPa}$ , čo svedčí o tom, že voda by z vrtu voľne vytekala, aj keby sa neprejavoval termolift a gazlift.

Naopak, aplikácia princípu termosifónu má svoje opodstatnenie v rovinatých oblastiach, kde nie je výrazný výškový rozdiel medzi infiltračnou a výverovou oblasťou. Výrazne to vidíme na uvedených príkladoch z Podunajskej nížiny (obr. 4, tab. 5) — lokalita Čilistov (vrt FGČ-1), Tvrdošovce (vrt FGTV-1) a Čalovo (vrt Č-1). Ak aj tu vyššie uvedeným spôsobom porovnáme dynamicke hodnoty tlakov na ústí vrtu s hodnotami termoliftu a gazliftu, dostaneme výrazné záporné hodnoty (zaklesnuté hladiny vo vrtoch). Pritom je už hodnota samotného termoliftu vždy väčšia, ako dynamicke hodnoty tlaku na ústí vrtu. Prakticky to znamená, že voda voľne vyteká z týchto vrtoch len pôsobením termoliftu a gazliftu.

## Literatúra

- ADAMČÍK, P. et al. 1981: Nováky I — Střed Š1-NB II. Závěrečná zpráva. Geol. Průzk., Ostrava.
- BROŽ, J.—ROSKOVEC, V.—VALOUCH, M. 1980: Fyzikální a matematické tabulky. SNTL, Praha.
- FRANKO, O. 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na Nováčkom ložisku. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—115.
- FRANKO, O. 1975: Rozdelenie a klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd. 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.
- FRANKO, O. 1981: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGČ-1 v Čilistove. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRANKO, O. 1976: Hydrodynamický výskum geotermálneho vrту Č-1 Čalovo. Čiastková záverečná správa, Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRANKO, O. et al. 1979: Hydrogeologické vyhodnotenie Liptovskej kotliny z hľadiska výskytu minerálnych vôd. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRANKO, O. 1980: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGTV-1 Tvrdošovce. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŽA, B.—HOLÉČZYOVÁ, Z. 1972: Čalovo — termálny vrt. Geofond, Bratislava.
- HANZEL, V. et al. 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Závěrečná správa. Geofond, Bratislava, 1—215.
- HYÁNKOVÁ, K. 1980: Hydrogeochémia — cvičenia. Vysokoškolské učebné texty. PF UK, Bratislava.
- HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II., Minerální vody. Nakladatelství Čs. Akad. Věd, Praha.
- JURÁNEK, J. et al. 1979: Výzkum technicko-technologických problémů těžby a využívání tepelné energie z geotermálních zdrojů Západních Karpat na území SSR. Etapová zpráva za rok 1979, VÚGI, Brno.
- KELLÓ, V.—TKÁČ, A. 1977: Fyzikálna chémia. Alfa, Bratislava.
- KOLÁROVÁ, M. et al. 1973: Metódy hydrogeologického výzkumu hlubokých štruktúr. Archív Ústř. Úst. Geol., Praha.
- KRAJČA, J. 1977: Plyny v podzemních vodách. SNTL, Alfa, Praha.
- LEVINSKÝ, O.—ŠELEPOVÁ, I.—ŽÁK, J. 1982: Technický náučný slovník II. díl. SNTL, Praha.
- MAHEL, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce štát. Geol. Úst., Zoš. 27, Práca, Bratislava.
- MÁSIAR, E.—KAMENSKÝ, J. 1978: Hydraulika I. Vysokoškolské učebné texty. SVŠT, Bratislava.
- MORET, L. 1946: Les sources thermonérales. Masson et C, Paris.
- MUCHA, I. 1976: Výskum kolektorov termálnych vôd čerpacími skúškami. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MUCHA, I.—ŠESTAKOV, V. M. 1981: Hydraulika podzemných vôd. Vysokoškolské učebné texty. PF UK, Bratislava.
- ŠINDLÁŘ, V. et al. 1982: Vrbov — jímací vrt — Vr-1. Závěrečná zpráva. Geol. Průzk., Ostrava.

O. Franko—M. Fendek

### On the Principle of Thermosiphon with Thermal Waters in West Carpathians

#### Summary

The term "thermosiphon principle" (M. MAHEL 1952, O. HYNIE 1963) is generally used in Czechoslovak hydrogeology. It is, however, applied wrongly from the physical view. It is always used in examples where the intake area markedly exceeds the discharge area, when the moving force of the ascent of waters is hydrostatic pressure and not the change of specific weight of cold and warm (gasified) waters.



The authors present calculation of piezometric surface of thermal waters. The calculation considers all factors influencing it in boreholes (latitude, temperature, compressibility, T.D.S., content of dissolved gas, content of free gas, hydraulic losses). The calculation was done on the computer according to the program compiled in BASIC.

The wrong application of the thermosiphon principle is illustrated by examples from the Central West Carpathians (Fig. 3, Tab. 4, 5) — localities Bešeňová (borehole BEH-1), Vrbov (borehole VR-1) and Laskár (borehole Š1-NB II). On all these localities the thermal water would outflow freely even then if we omitted the change of its specific weight owing to increased temperature (thermolift) and to the presence of free gas (gaslift). The highest values of thermolift and gaslift were measured in the borehole VR-1. The pressure on the wellhead is lowest there. If their values are subtracted from the dynamic value of the pressure on the wellhead, we get the value 0.0966 MPa of the pressure on the wellhead. It is a proof that water would freely flow out of the borehole even without the influence of thermolift and gaslift. This concerns all open or semi-open artesian structures of thermal waters whose descending branch begins higher above sea level than their ascending branch ends.

Application of the thermosiphon principle is reasoned in plain areas without any considerable height difference between the intake area and the discharge area. It is well illustrated by examples from the Podunajská nížina lowland (Fig. 4, Table 4, 5) — localities Čilistov (borehole FGČ-1), Tvrdošovce (borehole FGTv-1) and Čalovo (borehole Č-1). If we compare here the dynamic values of pressures on the wellhead with the values of thermolift and gaslift, we get markedly negative values (dropping water level in boreholes). The value of thermolift alone is always higher than the dynamic value of pressure on the wellhead. So practically the water flows out freely from these boreholes only owing to thermolift and gaslift.

#### Explanation of Figures

Fig. 1 Curves of temperature and pressure gradient in borehole FGTv-1 — Tvrdošovce.

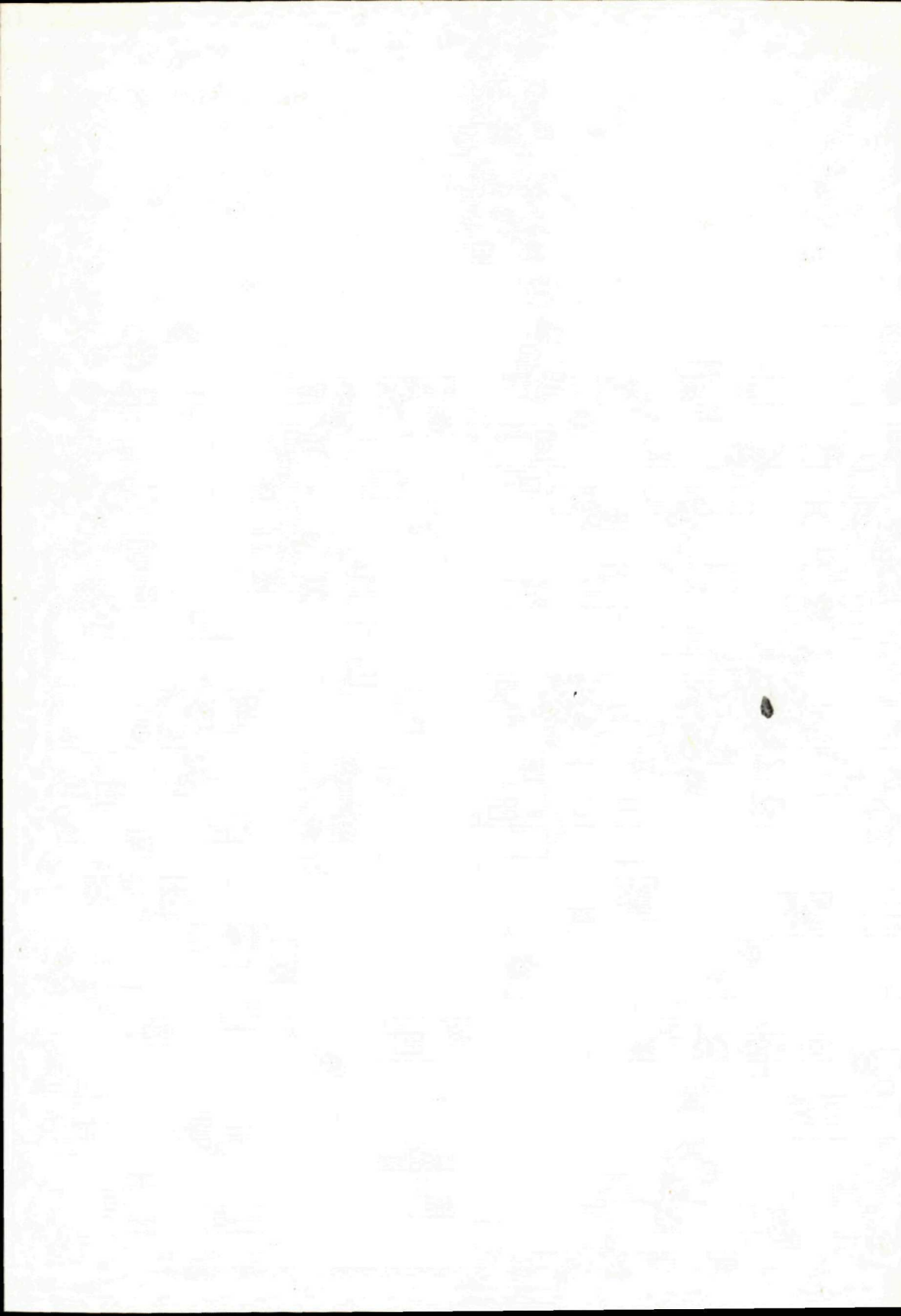
Fig. 2 Pressure development on wellhead of borehole FGTv-1 — Tvrdošovce at various yields.

Fig. 3 Schematic cross section through Bešeňová structure of mineral waters.

Paleogene — 1—conglomerates, sandstones, claystones (claystone lithofacies: Priabonian — Lower Oligocene), 2 — breccia, conglomerates, sandstones and limestones (basal lithofacies: Lutetian — Priabonian); Choč nappe — 3 — dolomites (Middle — Upper Triassic); Krížna nappe — 4 — sandstones, shales, marls, limestones and dolomites (Lower Cretaceous — Upper Triassic); 5 — dolomites and limestones (Upper — Middle Triassic); cover series of Červená Magura — 6 — conglomerates, quartzites, sandstones and schists (Werfenian); 7 — granites of Prašivá type; 8 — infiltration of precipitation; 9 — water flowing; 10 — thermal water static level; 11 — mineral water spring; 12 — borehole with mineral water (21 l = outflow in  $l \cdot s^{-1}$ ; 34 °C — water temperature; 513.39 = mouth of borehole).

Fig. 4 Longitudinal schematic section of thermal water structure in area of Šamorín.

1 — sandy gravels (Pleistocene); 2—4 — alternation of sands and clays (2 — Rumanian — Dacian, 3 — Pontian, 4 — Pannonian); 5 — clays and sandstones (Sarmatian — Badenian); 6 — granitoids, crystalline schists; 7 — infiltration of shallow groundwaters; 10 — momental static level of thermal waters; 11 — exploratory geothermal borehole (15 l — yield of outflow in  $l \cdot s^{-1}$ ; 53 °C = water temperature, 126.65 = mouth of borehole).



Milan Gargulák—Jozef Václav

## **Charakteristika antimonitových žíl južne a juhovýchodne od masívu Zlatého stola v Spišsko-gemerskom rudohorí**

1 obr., 4 tab. v texte, angl. resumé

**Abstract.** Basing upon the study of ancient mining operations (dumps, adits and pings) and of archivs material, the authors present mineralogical characteristic of antimonite ore-mineralization, its areal extension and position in relation to earlier mineralization within the metallogeny of the Spišsko-gemerské rudohorie ore mountains. On the basis of the study of geochemical profiles the authors study manifestations of antimonite veins in their strike extension into the secondary dispersion aureoles.

### **Úvod**

Študované územie s výskytmi antimonitových žíl vystupuje v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, južne a juhovýchodne od masívu Zlatého stola (1 320 m). Kedy začali banské práce na týchto žilách, nie je dostatočne známe. Posledné banské práce sa datujú z roku 1941—1942, s výnimkou žily Juraj, ktorú otvoril VSRP v roku 1954 a štólne Anna (L. ULEHLA—J. KOTRAS 1955), ktorá bola založená približne na úrovni potoka. Výsledky neboli priaznivé. Toho času sú všetky banské práce neprístupné, preto sme naše štúdium zamerali na dostupný haldový, prípadne pingový materiál s prihliadnutím na staršie publikované práce a archívne záznamy (Stará Voda — baníctvo 1927, W. LAMBRECHT 1931, L. KLEIN 1935, K. HORAL 1943). Charakteristickou črtou pre všetky banské práce je, že sa zastavili nad úrovňou údolí. Možný výskyt antimonitového zrudnenia i mimo starých banských prác, respektíve sledovanie pokračovania rudonosných štruktúr, na ktoré môžu byť viazané ďalšie Sb-žily, robíme pomocou geochemického profilovania v kolmom smere na známy priebeh žíl.

### **Charakter kremeňovo-antimonitových žíl**

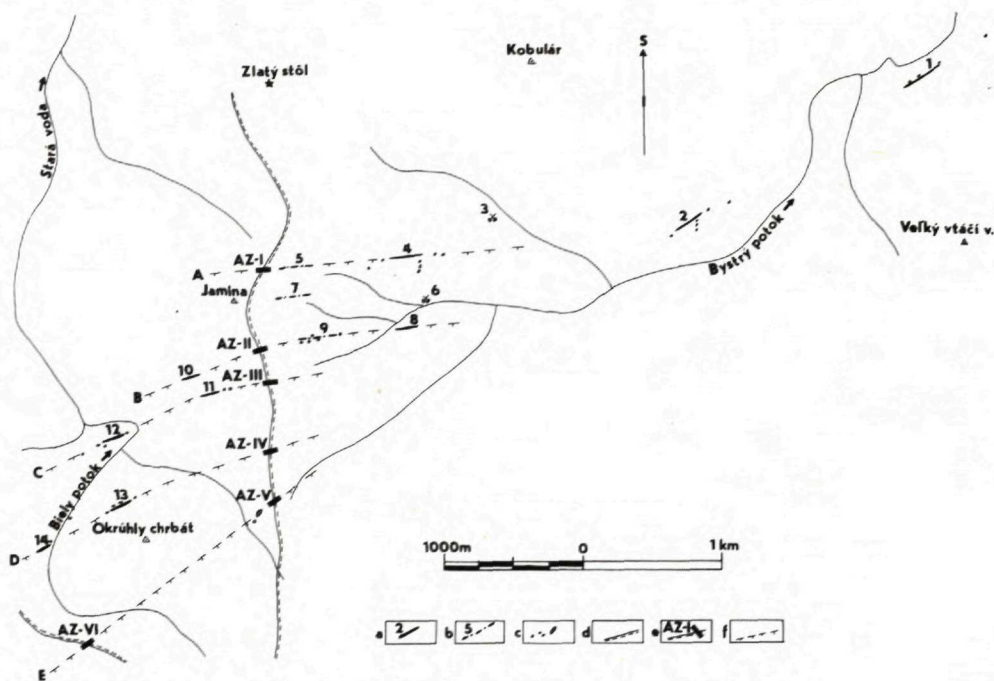
Kremeňovo-antimonitové žily v študovanej oblasti vystupujú v j. a jv. časti masívu Zlatého stola a sú severovýchodným pokračovaním žíl od Betliara a Čučmy. Ide o systém malých žíl s krátkou smernou dĺžkou a so slabými hrúbkami. Vystupujú za

---

RNDr. M. Gargulák, RNDr. J. Václav, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

sebou a vytvárajú tak prerušený, pravdepodobne viacfahový pruh. Na s. okraji tohto územia vystupuje ložisko Alžbeta, opísané J. KANTOROM—O. FUSANOM (1952)

Pôvodne sa predpokladalo, že ide o samostatný systém žíl, ostro oddelený od staršej sideritovo-sulfidickej mineralizácie. Detailným mikroskopickým a makroskopickým terénnym štúdiom sme zistili, že antimonitové žily netvoria úplne samostatný systém, resp. samostatné žily, ale vytvorili sa i na tých miestach, kde bola vyvinutá staršia mineralizácia — sideritovo-sulfidická (J. VÁCLAV 1972). I keď je vyvinutá len akcesoricky, predsa siaha do oblasti, ktorú „prefal“ systém antimonitových žíl. Na žile Ramzáš sme zo staršej mineralizácie zistili kremeň, turmalín, pyrit, pyrotín, arzenopyrit, kobaltín, Fe-dolomit a chalkopyrit. Táto mineralizácia je „prefatá“ mladšou, kremeňovo-antimonitovou. Podobný jav sme pozorovali i na žile Štampova I, II a Koliensiegel. Na žile Juraj sme zistili i siderit (J. VÁCLAV 1972).



Obr. 1 Schematický náčrt rozmiestnenia Sb-žil v oblasti Biely potok — Bystrý potok.

- a — žily kremeňovo-antimonitové
  - b — žily kremenné
  - c — staré banské práce (pingy, štólne)
  - d — geochemické profily
  - e — zistené anomálne zóny
  - f — predpokladaný priebeh rudonosných štruktúr
- 1 — žila Koliensiegel; 2 — žila Juraj; 3 — lož. Alžbeta; 4 — žila Anna; 5 — žila Bukovina I; 6 — Nová Anna štólňa; 7 — žila Bukovina II; 8 — žila Bukovina; 9 — žila Bukovina III; 10 — žila Štampová I; 11 — žila Štampová II; 12 — žila Ramzáš; 13 — žila Okrúhly chrbát; 14 — pokračovanie žily Okrúhly chrbát.

Kremeňovo-antimonitová mineralizácia tvorí samostatný celok (C. VARČEK 1959, 1962) charakterizovaný prevažne (v študovanej oblasti) tmavým kremeňom, na ktorý sú v podstatnej miere viazané ostatné mladšie minerály. Sulfidy a Fe-dolomit vystupujúce mimo tohto tmavého kremeňa je možné len veľmi ťažko zaradiť pre ich zhodný mikroskopický charakter s ostatnými staršími sulfidmi. Pre ich malé kvantitatívne zastúpenie nie je možné ich študovať po geochemickej stránke. Preto pri začleňovaní minerálov kremeňovo-antimonitovej mineralizácie sme sa viac orientovali na textúrne príznaky a v rámci týchto textúr sme robili mikroskopiu. Neprístupnosť bankých prác nedovolila priame pozorovanie na žilách, ale len druhotné, z hald.

### Žila Koliensiegel (1)

Rad bankých prác malého rozsahu (pingy, štôlna) sledovali žilu len v podpovrchovej časti, a to v dĺžke asi 300 m a po úklone asi 50 m. Haldy sú silne zarastené. Pri porovnaní majú väčšie rozmery len haldy stredné a vrchné, na ktorých bolo možné nájsť i rudný materiál. Smer žily podľa bankých prác je SV—JZ, s úklonom pravdepodobne k juhu. Hrúbka žily sa z úlomkov žilného materiálu nedá zistiť. Pravdepodobne nebola veľká a antimonitové zrudnenie sa viazalo len na stredné časti. Z hornín na haldách sa nachádzajú tufo- až tufitoporfyroidy a tmavé chloritické fylity gelnickej skupiny. Žila pravdepodobne sleduje stykovú zónu vulkanických a sedimentárnych hornín. Hlavnú žilnú výplň tvorí biely kremeň s lokálnymi hniezdami pyritu, Fe-dolomitu (?). Antimonit buď vystupuje vo forme 1—2 cm žiliek, alebo tvorí nepravidelné hniezda v prekremenelých horninách. Miestami tvorí silné jemné impregnácie v kmeni a Fe-dolomite (?).

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. E-31)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Fe, Al
1—0,1 %	: Sb, Ti, K
0,1—0,01 %	: Pb, Mg, Cu, Na, Ba, Ca, Mn
0,01—0,001 %	: B, V, Zr, Co, Ni, Sr, Cr, Li
0,001—0,0001 %	: Ag

Všetky kvalitatívne spektrálne analýzy boli robené v laboratóriu GÚDŠ G. Kupčom, event. J. Cubínom.

### Žila Juraj (2)

Žila bola v minulosti sledovaná pingami a krátkymi štôľňami. V r. 1954 bola žila otvorená 160 m dlhým prekopom a sledovaná v dĺžke 130 m. Žilu otvoril Východoslovenský rudný prieskum. Sb-zrudnenie je viazané na hydrotermálne premenené pásmo vyvinuté na tektonickej línii. Je silne šošovkovitého charakteru. Žila je tvorená rozpukaným kremeňom a mylonitizovanými produktmi hornín. Antimonit

tvorí impregnácie a hniezda v kremeňi, ale i v okolitých tmavých chloritických až grafitických fylitoch. Okrem antimonitu bol na žile ešte zistený pyrit, sfalerit, chalkopyrit, bertierit, braunit, arzenopyrit, kalcit a siderit. Podrobne je žila opísaná v záverečnej správe a výpočte zásob (L. ULEHLA—J. KOTRAS 1955).

Kvalitatívna spektrálna analýza z priemernej vzorky z haldy (č. E-19)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Sb, Fe, Al, Mg, Ca
1—0,1 %	: Ti
0,1—0,01 %	: Cu, Zn, Na, Sr, K, Mn, Pb
0,01—0,001 %	: V, B, Zr, Ni, Ba
0,001—0,0001 %	: Li, Y, Ag, Yb, Co, Cr, Sc

### Ložisko Alžbeta (3)

Je podrobne opísané J. KANTOROM—O. FUSÁNOM (1952). Na základe charakteru výplne ho nepriraďujeme k typu Sb-žil. Ide o sulfidické zrudnenie (bez antimonitu) s malým množstvom sideritu a Fe-dolomitu.

### Žila Anna (4)

Na tzv. Baniskách vo výške asi 950 m vystupuje antimonitová žila v smere V—Z. Z povrchu bola žila sledovaná pingami v dĺžke asi 500 m. Štôľňami bola nafáraná v stredných častiach, odkiaľ bola sledovaná smerne. Pomenovali sme ju podľa jednej zo štôľní — Anna. Antimonit sa nachádza na dvoch vrchných haldách prevažne impregnačného charakteru. Kusový antimonit sa nachádza len na kopách preberaného materiálu. Zo žilných minerálov okrem kremeňa a antimonitu sme ešte zistili pyrit a arzenopyrit vo forme jemných impregnácií, Fe-dolomit (?) vo forme žiliek a hniezd v kremeňi.

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. E-21)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Sb, Fe, Al, Mg
1—0,1 %	: Ca
0,1—0,01 %	: Pb, Cu, Zn, Ti, Zr, K
0,01—0,001 %	: B, V, Na, Ba, Sr, Ni
0,001—0,0001 %	: Li, Ag, Cr

Na druhej halde odspodu sme našli kusy čistého jemnozrnného pyritu s arzenopyritom. Niektoré kryštály pyritu dosahujú veľkosť až 0,5 cm. Charakter tohto pyritovo-arzenopyritového zrudnenia veľmi pripomína zrudnenie vyskytujúce sa na ložisku Alžbeta, ktoré vystupuje z druhej strany hrebeňa, severne od žily Anna. Nie

je vylúčené, že štôľňou bolo toto ložisko nafárané, respektíve menšia šošovka s podobným zrudnením.

Na najspodnejšej štôľni (Štôľňa Nová) zo žilných minerálov sme pozorovali iba kremeň s jemnou impregnáciou pyritu.

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. 3)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Fe, Al, Na, K
1—0,1 %	: Mg, Li, Mn
0,1—0,01 %	: Sb, Zn, Bi, Ga, V, Cu, Co, Ca
0,01—0,001 %	: Pb, Ti, Ni, Ba, Sr, Rb, B
0,001—0,0001 %	: Mo, Sn, Ag, Zr

Výskyty Bukovina I, II, II (5, 7, 9)

V závere doliny Bystrý potok na východných svahoch kóty Jamina vystupujú 3 kremenné fahy. Každý fah je tvorený reťazou balvanov bieleho kameňa, pričom všetky majú v.-z. smer.

Najjužnejší fah — Bukovina III (9) — bol v minulosti sledovaný pingami a kratšou štôľničkou. Na odvaloch sme rudný materiál nenašli, ale vzhľadom na smerný priebeh starých prác je Bukovina III pravdepodobne západným pokračovaním žily Bukovina.

Žila Bukovina (8)

Žila vystupuje na sv. úpätí k. Bukovina vo výške asi 920 m a bola nafáraná dvoma štôľňami. Spodná štôľňa bola v roku 1941 otvorená a asi 30 m razená ako prekop, a potom v smere žily. Nad smernou štôľňou v z. časti bola žila v ťažiteľnej hrúbke. Čelba západnej smernej štôľne je však bez rudy. Dá sa pozorovať len „ílové vedenie“ o hrúbke 20 cm. Na povrchu bola žila sledovaná (pravdepodobne i ťažená) pingami v dĺžke asi 50 m.

Smer žily je VSV—ZJZ so sklonom k juhu. Haldový materiál je na rudu veľmi chudobný. Miestami sa však nachádzajú pekné kusy čistého antimonitu a slabé impregnácie v kremeni, prípadne v Fe-dolomite (?). Fe-dolomit (?) bol na žile pravdepodobne hojne zastúpený, pretože niektoré kusy žiloviny na halde sú zložené z čistého Fe-dolomitu (?). Pyrit sme pozorovali v kremeni vo forme ojedinele roztrúsených hniezd.

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. E-24)

100—10 %	: Ca
10—1 %	: Si, Fe, Al, Mg
1—0,1 %	: Pb, Sb, Ti, Ba, Sr, K, Mn
0,1—0,01 %	: Cu, Na
0,01—0,001 %	: V, Li, Ni
0,001—0,0001 %	: Ga, Y, Ag, Yb, Co Cr, Sc

## Žila Štampová I (10)

Sv. od k. Bukovina, priamo nad potokom, sa nachádzajú staré banské práce (štôlne), razené severným smerom, na Sb-zrudnenie. Rudný materiál sa nachádza pri ústi spodnej štôlne, razenej z úrovne potoka.

Z hornín sú na haldách zastúpené tufoporfyriody, tufitoporfyriody a tmavé chloriticko-sericitické fylity, miestami s obsahom Sb-rudy. Zo žilných minerálov sa dá na halde pozorovať kremeň, antimonit, pyrit vo forme impregnácií v kremeni, Fe-dolomite. Antimonit je v haldovom materiáli pomerne hojne zastúpený. V rokoch 1941—1942 bola najspodnejšia štôľňa otvorená a vyčistená (K. HORAL 1943). V úpadnici č. 2 zistili žilu čistého antimonitu o hrúbke 20 cm a smere 5 h 10 °, so sklonom k S 80°. Banské práce sú v súčasnosti neprístupné.

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. E-26)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Fe, Al, Ca
1—0,1 %	: Sb, Mg, Na, Mn
0,1—0,01 %	: Pb, Cu, Zn, Ti, Ba, Sr, K
0,01—0,001 %	: B, Li, Ni
0,001—0,0001 %	: Y, Ag, Cr

## Žila Štampová II (11)

Asi 150 m jv. od žily Štampová I na protiľahlom svahu vystupuje asi 50 m dlhý pingový ťah. Odvalový materiál ping je silne rozrušený sťahovaním dreva a svah značne zarastený, takže priamo na mieste je ťažké získať vzorku. Až nižšie, tesne nad cestou, sa nachádza premiestnená žilovina. Makroskopicky sme v úlomkoch zistili impregnácie pyritu, arzenopyritu a chalkopyritu. Antimonit sme pozorovali len mikroskopicky. Na jeho väčšie množstvo poukazujú stopy po pražení.

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. E-27)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Fe, Al
1—0,1 %	: —
0,1—0,01 %	: As, Sb, Bi, Mg, Cu, Ti, Co, Ba Ca
0,01—0,001 %	: Pb, Na, Ni, Sr
0,001—0,0001 %	: Ag, Yb, Cr, Mn

## Žila Ramzáš (12)

Vystupuje v južnej časti Starovodskej doliny na sv. úpätí k. Ramzáš. Je sledovaná tromi štôľňami a dvoma pingami. Dve malé štôlne sú vyrazené skoro z úrovne



Bieleho potoka sv. smerom. Ich haldy sú odnesené vodou. Nad spomínanými štôľňami niekoľko metrov vyššie je ďalšia, ktorej halda poukazuje na malú intenzitu dobývania. Zo žilnej výplne sa tu nachádza mliečnobiely kremeň, výrazne tektonicky postihnutý a tmavošedý kremeň s jemnou impregnáciou pyritu. Na jednom kuse žilnej výplne sme našli obidva kremene spolu. Okraje tvorí mliečnobiely a stredom preniká tmavý, s impregnáciami pyritu a akcesorickým antimonitom. Predmetom dobývania bol pravdepodobne tmavý kremeň, z ktorého vyberali úžitkovú zložku, pretože prevažná časť preberaného materiálu je tvorená práve ním. Vyberali pravdepodobne antimonit, podľa nepotvrdených starších správ, vraj zlato. Kvalitatívnymi spektrálnymi analýzami však zistené nebolo. Severozápadne od spomínanej štôľne, na severnej strane hrebeňa, sa nachádzajú 2 pingy väčších rozmerov. Prvá má oválny tvar s dĺžkou asi 4 m a hĺbkou asi 2 m, druhá je severnejšie uložená, okrem kremeňa sa na nej nachádza aj veľké množstvo sulfidov (pyrit, arzenopyrit). Pingami pravdepodobne sledovali sv. pokračovanie žily. Podľa banských prác smer žily je asi ZJZ—VSV.

Zo žilných minerálov bol okrem mliečnobieleného kremeňa mikroskopicky v pingovom materiáli zistený pyrit a arzenopyrit (s akcesorickým kobaltínom), ktoré sú pomerne hojne zastúpené. Vystupujú vo forme impregnácií, žiliek alebo hniezd v kremeni. Z rozmiestnenia jednotlivých minerálov možno usúdiť, že žila má v horizontálnom smere nerovnorodé zloženie. Je možné, že ide i o dve žily prechádzajúce paralelne vedľa seba v smere V—Z v rôznom zložení (antimonitová s pyritovo-arzenopyritovou).

### Žila Okrúhly chrbát (13, 14)

Sz. až s. od kóty Okrúhly chrbát vo výške asi 1 120 m vystupuje antimonitová žila, v strednej časti nafáraná tromi štôľňami a v okrajových častiach sledovaná pingami. Na žile tiež bola razená jedna šachta. Haldy majú malé rozmery, čo svedčí o malej intenzite dobývania. Banské práce sledovali žilu v dĺžke asi 50 m. Žilný rudný materiál sme na haldách nepozorovali, len veľké kusy mliečnobieleného kremeňa. Rudný materiál sa nachádza pod haldami spolu s troskou, prípadne na kopách preberaného žilného materiálu. Makroskopicky sme pozorovali len antimonit a kremeň. V jednom prípade sme zistili v antimonite rýdze zlato mikroskopických rozmerov.

Kvalitatívna spektrálna analýza priemernej vzorky z haldy (č. E-32)

100—10 %	: Si
10—1 %	: Sb, Fe, Ca
1—0,1 %	: Al, Ba
0,1—0,01 %	: Pb, Mg, Cu, Na, Ti, Mn
0,01—0,001 %	: B, Bi, Li, Y, Zr, Sr, La, Cr
0,001—0,0001 %	: Ag, Yb

V západnom pokračovaní žily Okrúhly chrbát na protifahlom svahu sa nachádzajú

staré banské práce (pingy, štôlne) v dĺžke asi 50 m. Štôlne boli razené prakticky z úrovne potoka. Podľa veľkosti hald sa nedá usudzovať na intenzívnejšiu ťažbu. Navyše, haldy sú pokryté asi 1 m hrubou vrstvou zvyškov po pálení dreveného uhlia. V záreze jednej haldy (pod uvedenou vrstvou) sa nachádzajú kúsky pomerne čistého antimonitu (s maximálnou hrúbkou 10 cm), kremeň s ojedinelými impregnáciami antimonitu a pyritu. Okolité horniny tvoria tufoporfyroidy lokálne silne vybielené. Predpokladáme, že ide o západné pokračovanie žily z Okrúhleho chrbta.

### Opis minerálov kremeňovo-antimonitových žíl

V krátkosti teda možno zhrnúť, že zo staršej mineralizácie sideritovo-sulfidickej sme na ložiskách zistili kremeň, turmalín, Fe-dolomit, pyrit, markazit (?), pyrotín, arzenopyrit, kobaltín (?), chalkopyrit a tetraedrit.

Minerály kremeňovo-antimonitovej mineralizácie tvoria celok, ktorý zaraďujeme k jednej kremeňovo-antimonitovej perióde. Túto periódu by bolo možné rozdeliť na viac celkov, ale bolo by to skôr formálne rozdelenie bez dostatku potrebných kritérií.

### Kremeň

je najstarší minerál kremeňovo-antimonitovej periódy, charakteristický šedým sfarbením. Je spravidla stredozrnný, allotriomorfný, s undulóznym zhášanim. Miestami pozvoľne prechádza do svetlých farieb, takže ho ťažko možno odlišiť od staršieho kremeňa. Takmer vždy je sprevádzaný jemnou mikroskopickou impregnáciou pyritu alebo Fe-dolomitu. Ostatné minerály sa v ňom vyskytujú viac-menej nepravidelne. Je kataklázový a tmelený spravidla Fe-dolomitom. Mikroskopicky sme tiež sledovali závislosť sfarbenia kremeňa na obsahu minerálov hlavne u extrémnych typov, tmavošedých až skoro čiernych a svetlých kremeňov. Tmavý kremeň obsahuje vo zvýšenej miere jemné impregnácie pyritu a Fe-dolomitu. Ostatné sulfidy sú zastúpené striedavo. Časť tmavých kremeňov však obsahoval len Fe-dolomit a sulfidy boli zatúpené len v akcesorickom množstve, pričom farba bola len o málo svetlejšia od silnejšie impregnovaných typov. Na druhej strane i svetlé alebo svetlejšie typy tiež obsahovali impregnácie; v pomere k tmavým o niečo menej, ale v podstate ide prakticky o rovnaké mikroskopicky viditeľné mechanické prímеси. Z toho dôvodu sme vybrali niekoľko typov kremeňov na spektrálne analýzy. Vo výsledkoch spektrálnych analýz sa sčasti prejavila ich rozdielnosť. Tmavé kremene obsahujú zvýšený obsah hlavne Pb, Zn, Cu, zatiaľ čo svetlý kremeň neobsahuje Pb, ani Zn a Cu je zastúpené len v stopových množstvách. Sb vystupuje vo všetkých. Kremeň (sideritovo-sulfidickej mineralizácie) je ochudobnený i o Sb. Podľa mikroskopického pozorovania a spektrálnych analýz sa dá usúdiť, že sfarbenie je v podstate spôsobené v hlavnej miere submikroskopickými mechanickými prímесami Pb, Cu, Zn, Fe, a tiež Sb-minerálmi. Kremeň II sa vyskytuje len akcesoricky v tesnej asociácii s antimonitom.

Pre porovnanie uvádzame i kvalitatívnu spektrálnu analýzu kremeňov zo sideritovo-sulfidických, dolomitovo-sulfidických a kremeňovo-sulfidických žíl vystupujúcich severne od študovaného územia (tab. 2) v oblasti Starej Vody.

## Pyrit

sme pozorovali v dvoch generáciách. Pyrit I tvorí spravidla kocky, je jemnozrnný, rozptýlený vo forme impregnácií v kremeň. Je slabo kataklázovaný. Fe-dolomit spravidla preniká len pozdĺž hranice kremeň—pyrit so slabým prejavom metasomatózy. Pyrit II je zastúpený menej. Od predchádzajúceho sa líši tým, že vystupuje v tenkých žilkách v kremeň a Fe-dolomite. Z mladších minerálov sme pozorovali len jeho vzťah k chalkopyritu, ktorý ho atakuje.

## Arzenopyrit

sme tiež pozorovali v dvoch generáciách, ktoré sa tesne viažu k pyritom. S pyritom I, ktorý je hojnejšie vyvinutý ako jeho mladšia generácia, sa viaže len akcesorické množstvo arzenopyritu (žila Juraj), a naopak, väčšie množstvo arzenopyritu sa vyskytuje s mladším pyritom. Generácie arzenopyritov a ich časové zaradenie sme urobili na základe asociácie s pyritmi a vzťahu k Fe-dolomitu.

## Fe-dolomit

vystupuje na všetkých žilách. Je stredne až jemnozrnný, makroskopicky svetložedej, zriedka svetlej farby. Je vždy impregnovaný a intenzívne metasomaticky zatláčaný antimonitom. Miestami dosť intenzívne prestupuje kremeň vo forme nepravidelných pozdĺžnych útvarov a silne zálivovitých hniezd. Vystupuje i v žilách, ktoré sú prakticky výplňou kataklázovaných puklín v kremeň, bez prejavu metasomatózy na  $\text{SiO}_2$ . V ostatných prípadoch je kremeň intenzívne metasomaticky zatláčaný Fe-dolomitom.

## Kalcit

na žile Štampová I je antimonit preniknutý tenkými žilkami karbonátu — pravdepodobne kalcitu. Jeho presnú identifikáciu postrádame. Je pravdepodobne najmladším minerálom, lebo preniká naprieč kremeňovo-antimonitovou výplňou.

## Chalkopyrit a tetraedrit

sú zastúpené len ojedinele. Vytvárajú malé hniezda v kremeň a Fe-dolomite, cez ktorý prenikajú obyčajne pozdĺž jednotlivých zrn s prejavom zatlačovania. Sú mladšie od oboch pyritov.

## X — minerál

vystupuje len v akcesorickom množstve mikroskopických veľkostí, takže jeho identifikácia ani časové zaradenie nemohlo byť presne určené. Vyskytuje sa v asociácii s tetraedritom na žile Juraj. Podľa mikroskopického pozorovania môže ísť o bournonit-boulangerit.

## Galenit, sfalerit a bertierit

vyskytujú sa tiež len lokálne, vo forme nepatrných zrn pozorovateľných len mikroskopicky. Vystupujú prakticky samostatne, takže ich zaradenie v sukcesii je problematické.

## Rýdze Au (?)

bolo pozorované len v jednom nábruse, vo forme malého zrna z lokality Okružly chrbát. V akom časovom rozpätí vzniklo, sa nedá z nábrusu zistiť.

## Antimonit

je najhojnejším minerálom na študovaných žilách a zo sulfidov najpočetnejšie zastúpený. Okrem ložiska Rámzaš a Štampová II tvorí podstatnú výplň žíl. Makroskopicky ide väčšinou o kusový, zriedka hrubostebelnatý antimonit. Miestami smerom do dutín má tenkostebelnatý vývoj. Mikroskopicky je spravidla stredozrný, tvorený z nepravidelných jedincov, často polysynteticky lamelovaných. Nie je zriedkavý ani stebelnatý vývoj agregátov. Je najmladším rudným minerálom. V kremeň sme ho často pozorovali v ihličkovitom vývoji, zatiaľ čo v Fe-dolomite tvorí spravidla nepravidelné útvary vyvinuté cestou zatlačovania. V prevažnej väčšine je vyvinutý v samostatných masách, v ktorých sa okrem malého množstva kremeňa nepozorovali žiadne iné minerály. Antimonit, obyčajne sám alebo s malým množstvom kremeňa preniká i do okolitých hornín vo forme impregnácií alebo žíliet. V závislosti od tektonického postihnutia horniny tvorí niekedy i nepravidelnú sieť žíliet, vyvinutých priamočiara a často i kolmo orientovaných na väčšiu puklinu, tiež vyplnenú masou. Čo sa týka kvantitatívneho priestorového rozloženia antimonitu, podľa haldového materiálu sa zdá, že v smerom jeho množstvo rastie. Je však otázne, do akej miery bol vyťažený antimonit spracovaný a do akej miery ponechaný na halde. Určitým znakom veľkosti žily alebo množstva antimonitu, za približne rovnakých podmienok vystupovania, môže byť veľkosť hald alebo množstvo banšských prác na žile.

Mikrochemizmus antimonitu sme zatiaľ sledovali spektrálnymi analýzami. I keď bol antimonit separovaný pod binokulárnou lupou, predsa pozorujeme značné množstvo mechanických prímiesí patriacich silikátom, sulfidom a karbonátom, hlavne u vzoriek E-21 a E-32. U vzorky E-21 bol antimonit intímne prerastený s tmavým kremeňom. Pri chalkografickom štúdiu sme v hlavných masách okrem akcesorického kremeňa a karbonátu nespozorovali iné minerály. Zrejme ide o submikroskopické prímеси, ku ktorým okrem Si, Al, Ti, K, Ca, B, Mg, V, Na, Ba, Cr, Rb, Mn, Li, Co, Sr, Zr, Ga, Au, Mo a Sn prináležala i hlavná masa Pb, Zn, Cu a Fe. J. HAK (1963), ktorý podrobne študoval antimonity z Nízkych Tatier zaoberal sa podrobnejšie ich mikrochemizmom. Základom jeho diskusie je štatistické vyhodnotenie veľkého množstva kvalitatívnych spektrálnych analýz separovaných antimonitov. K izominerálnym prvkom radí Ag, Bi, As a stopové množstvo Fe, Zn, Cu, Pb, Ni. Predpokladá, že len As a Bi môžu byť izomorfné alebo diadochné. Ich väčšie

koncentrácie však tiež pripočítava k heterogénnym prímiesiam. Spektrálne analýzy antimonitov zo študovanej oblasti nevykázali žiaden obsah As. Bi bolo zistené len stopovo z lokality Okružly chrbát.

### Charakter antimonitového zrudnenia v sekundárnej aureole rozptylu

Pri štúdiu sekundárnych rozptylových aureol (ďalej len aureol) žíl v študovanej oblasti sme využívali poznatky získané pri štúdiu aureol Sb-žil v oblasti Betliara — Čučmy (J. VÁCLAV—M. GARGULÁK 1977; J. VÁCLAV 1980). Metodiku výskumu sme podriadili už získaným poznatkom, a tak z pôvodne sledovaných prvkov Sb, Cu, Sn, W, Bi, Mn, Ba, Mo, Ag sme ďalej sledovali prvky Sb, Cu, Sn, W a Bi. Dôvodom na sledovanie len týchto prvkov bolo zistenie ich vyhľadávacieho príznaku  $\lambda^2$ , ktoré bolo vyššie ako 1,5 (J. VÁCLAV 1976). Prvky Sb, Cu, Sn, W a Mn sú vyhľadávacím príznakom (indikátormi) pre antimonitové žily. Bi bol sledovaný ďalej ako možný indikátor zmeny mineralizácie nízko-termálnej-antimonitovej na mineralizáciu vyššie-termálnu, reprezentovanú sulfosofami Sb, As a Bi.

Vzájomné závislosti medzi prvkami v aureolách dokumentuje dendrogram na tab. 4, ktorý je výsledkom spracovania vzoriek aureolových oblastí Betliar — Čučma metódou združovacej analýzy (M. GARGULÁK 1979). Spôsob usporiadania a výšky hodnôt závislostí medzi prvkami (reprezentované hodnotami korelačných koeficientov) oddeľujú prvky na dve skupiny.

Tab. 1

Čís. VZ.	Ag	Al	B	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sr	Ti	Zn	Yb		
E - 29	●	●	●	○	●	○	●	○	●	○	●	○	○	●	●	●	●	○	■	●	○	○		a
E - 26	●	●	●	○	●		●	○	●	○	●			●	●	○	○	■	●	○	○			a
E - 19	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●		●	●	○	○	■	●		●?	●		b
E - 32		○		●	●		●	●	●	●				●			○	■						b
E - 24		●		●	●		●	●	●	○	○			●			○	■	●					b
E - 21		●		○			●	○	○	○	●			●			○	■						b
E - 31				●	●		●	○			●			●				■						c
E - 29	●	●		■	●		●	●	●	●	●			●				■	●					c
E - 26		○		●			●	●	●	●				●				■						c
E - 22		○		●	●		●	○	●	●				●	●			■						c

1 ■ 2 ● 3 ○ 4 ● 5 ●? a b c

Tab. 1 Kvalitatívne spektrálne analýzy tmavých a svetlých kremeňov z kremeňovo-antimonitových žíl, a — tmavé kremeňe z kremeňovo-antimonitovej periódy; b — svetlé kremeňe z kremeňovo-antimonitovej periódy; c — svetlé kremeňe zo sideritovo-sulfidickej mineralizácie; 1 — 100 %—1 %; 2 — 1 %—0,1 %; 3 — 0,1 %—0,01 %; 4 — 0,01 %—0,001 %; 5 — ? prítomnosť prvkov problematická,

Úzka spojitost medzi prvkami Sb, Cu, W, Sn a Mn reprezentuje ich priamu závislosť, a tým aj ich spoločný genetický pôvod — antimonitové zrudnenie. Najvyššia priama závislosť je medzi Sb a Cu, k nim pristupuje W. Prvky Sn a Mn tak isto vykazujú priamu závislosť medzi sebou i medzi Sb — Cu — W, ale už na nižšej úrovni, ktorá odráža „hierarchiu“ zastúpenia prvkov v antimonitových žilách. Tieto skutočnosti plne korelujú s výsledkami chemických analýz antimonitových rúd, kde najvyššie obsahy majú Sb a Cu, menej W a Sn. Hoci priama kladná závislosť Mn a Sb v aureolách nasvedčuje o ich spoločnej genéze, prestali sme Mn sledovať pre jeho

Tab. 2

Čís. VZ.	Al	Ag	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Na	Ni	Sb	Si	Sr	Ti	V
E - 25g	●		•	•	•	○	○	•	•	•	•						
E - 25	●		•	•	•	○	○	•	•	•	•					•	
B - 39	●		•	•	•	•	•	•	•	•	•						
B - 18/7	○		•			•	○		•	•	•						
B - 15	●		•	•	•	○	○	•	•	•	•	•				•	
E - 23	●		•	•	•	•	○		•	•	•	•					
E - 1	•	•	•	○	○	•	○		•	•	•	•	○		•		
E - 2	•	•	•	•	•	•	○		•	○	•	•			•		
E - 16	•	•	•			•	○		•	•	•	•					
E - 10	•	•	•	○		•	○		•	•	•	•					
E - 17	•	•			○	•	○						○				
E - 8	●		•	○		•	○		•	•	•	•				•	•
E - 3	•	•	•	•	•	•	○		•	•	•	•				•	
E - 7	•	•	•	○	•	•	○		•	•	•	•				•	
E - 36	○		•	•	•	•	•		•	•	•	•					
E - 35	○		•	•	•	•	●		•	•	•	•					
E - 34	○		•	•	•	•	○		•	•	•	•					

Tab. 2 Kvalitatívne spektrálne analýzy svetlých kremeňov zo sideritovo-sulfidických, dolomitovo-sulfidických a kremeňovo-sulfidických žíl vystupujúcich severne od študovaného územia v oblasti Starej Vody.

Tab. 3

Čís. VZ.	Ag	Al	Au	B	Ba	Bi	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Rb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	Zr
E - 31	•	●		•	•	○	○	•	•	•	•	•	●	•	•	•	•	•	○	○	•?	•	●	•	•	•	○	•	○
E - 19	•	○				●	○	•	○	●	●	•	•	•	•	•	•	•	•	•	○	•	●	•	•	○	○	○	○
E - 21	•	●		•	○	○	•	•	○	●	●	•	●	•	•	•	•	○	○	○	•?	•	●	•	•	•	•	○	○
E - 24	•	•		•	○		○	•	○	•	•	•	•	•	•	•	•	•	○	○	•	•	•	•	•			○	○
E - 32 761	•	○	•	•	•	●		○	○	•	•	•	•	•	•	•	•	•	○	○	•?	•	●	•	•	•	•	○	○
E - 32 762	•	●		○	•	●	•	○	●	•	○	•	•	•	•	•	•	○	○	○	•?	•	●	•	•	•	•	•	○
E - 26	•	○	•	•	●	○	○	○	○	•	•	•	•	•	•	•	•	•	○	○	•	•	•	•	•	○	○	○	○
E - 29i	•	●		○	○	●	○	•	○	●	●	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	○	○	●	•	•	○	○	○

Tab. 3 Kvalitatívne spektrálne analýzy antimonitov.

vysoké obsahy (je aj horninotvorným prvkom) a má najslabšiu priamu závislosť spomedzi vyhľadávacích príznakov.

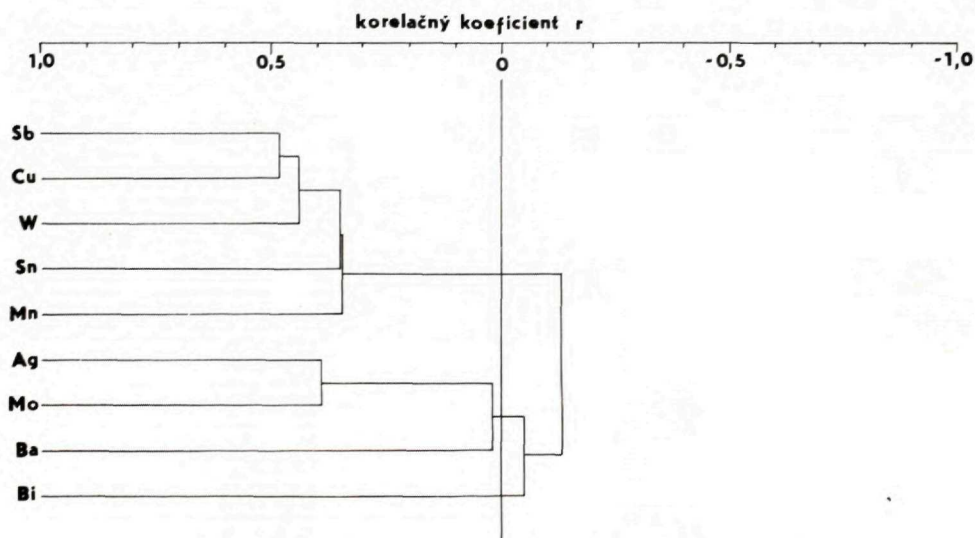
Druhá skupina v dendrograme je tvorená prvkami Ag, Mo, Ba a Bi. V tejto skupine možno pozorovať nevýrazné vzťahy medzi prvkami (okrem Ag-Mo). Hodnoty korelačných koeficientov blízke nule svedčia o veľmi slabej závislosti medzi nimi a tým aj o ich heterogénnom pôvode v aureolách Sb žíl.

Po zistení prvkov, ktoré sú vyhľadávacími príznakmi pre antimonitové zrudnenie, sme pristúpili k zisťovaniu anomálnych hodnôt jednotlivých prvkov matematicko-štatistickým spôsobom. Priemerné obsahy prvkov ( $\bar{x}$ ) a vypočítané hodnoty anomálií ( $\bar{x} + 3S$ ) sú uvedené v tabuľke (v ppm).

	sedimenty		porfýry	
	$\bar{x}$	$\bar{x} + 3S$	$\bar{x}$	$\bar{x} + 3S$
Sb	4,7	10,4	5,6	14,2
Cu	20,0	34,6	9,2	16,6
W	4,0	10,4	2,7	6,6
Sn	4,8	8,3	4,0	8,1

Súbor „sedimenty“ predstavujú pôdne vzorky odobraté nad sedimentárnymi horninami reprezentovanými rôznymi typmi chloritických, sericitických a grafitických bridlíc až fylitov. Súbor „porfýry“ predstavujú pôdne vzorky odobraté nad vulkanickými horninami — kremíťmi porfýrmi a nad horninami vulkanicko-sedimentárnymi, reprezentovnými členmi radu tufoporfyroid-tufitoporfyroid.

V aureolách študovaných žíl dochádza k zvýšeniu obsahov jednotlivých prvkov



Tab. 4 Dendrogram prvkov v sekundárnej aureole rozptylu antimonitových žíl (oblasť Betliar — Čučma, 55 vzoriek).

voči priemerným hodnotám zvyčajne päť až desať násobne, ojedinele obsahy prvkov sa zvyšia až 50-krát.

V niektorých prípadoch však stúpnutie obsahov nedosahuje až anomálne hodnoty, ale dôjde len k ich miernemu zvýšeniu nad priemerné hodnoty. V takýchto prípadoch sme začlenili predmetný úsek medzi anomálne zóny na základe kľzavých korelačných koeficientov (M. GARGULÁK 1982). Kľzavé korelačné koeficienty charakterizujú postupnú zmenu závislosti medzi prvkami na profile a v miestach aureol dosahujú hodnoty 0,9 i viac.

Pri diskusii takýchto úsekov je potrebné poukázať na nasledovné skutočnosti.

Vysoké hodnoty kľzavých korelačných koeficientov v úsekoch, kde obsahy prvkov nedosahujú anomálne hodnoty, ale dôjde len k ich zvýšeniu, nemusia predstavovať anomálnu zónu, ktorá je aureolou antimonitového zrudnenia vystupujúceho na povrch. Takéto anomálne zóny môžu predstavovať aureolu kremennej žily na povrchu sa javiacej ako nezrudnenej, no v hlbšie uložených častiach so zrudnením, ktorého odrazom je práve vysoký stupeň priamej závislosti medzi sledovanými prvkami. Tieto prvky sú v kremenných častiach žily prítomné, hoci v nevysokých obsahoch.

V inom prípade môžu vysoké hodnoty kľzavých korelačných koeficientov predstavovať odraz tektonickej línie (i nezrudnenej), ktorá je však vhodným fyzikálno-mechanickým prostredím na prenos rudných prvkov v slabo mineralizovaných roztokoch z hlbších častí. V každom prípade však ide o štruktúry vhodné pre vývin antimonitovej mineralizácie.

### Priestorové rozmiestnenie Sb žíl

Antimonitové ložiská v Spišsko-gemerskom rudohorí sú vyvinuté na alpínskych zlomových štruktúrach prešmykového alebo poklesového charakteru (J. PECHO 1978, 1980). Na základe ich značného smerného rozsahu zlomových štruktúr sa predpokladá, že majú aj značný hĺbkový dosah, že siahajú až do centrálného granitoidného masívu (J. PECHO 1978). Hlavné rudonosné štruktúry obyčajne sprevádzajú v nadloží i v podloží početné paralelné menšie kremenné alebo antimonitové žily v podobe mocného žilníka (J. PECHO 1980).

V západnej časti antimonitovej zóny sú ložiska viazané na tri výraznejšie rudonosné zlomové línie: betliarsku, čučmiansku a rožňavskú. V študovanej oblasti dochádza k priblíženiu čučmianskej a rožňavskej línie, ktoré sa podľa J. PECHU (1978) spájajú v priestore Spišskej bane (východne od študovaného územia).

Z obrázku 1 vidíme, že Sb žily v študovanom území sú viazané na niekoľko viac-menej paralelných štruktúr.

Na najsevernejšej štruktúre (A) je vyvinuté ložisko Anna a výskyt Bukovina I. Túto štruktúru je možno predĺžiť smerom na západ jej zachytením anomálnou zónou AZ-I v ktorej obsahy Sb vystúpili na 31 ppm (AZ-I sa nachádza v „sedimentoch“).

Na druhej rudonosnej štruktúre (B) je vyvinutá žila Bukovina, Bukovina III a žila Štampová I. Medzi žilou Štampová I a žilou Bukovina III bola štruktúra zachytená anomálnou zónou AZ-II (v „porfýroch“), v ktorej anomálne obsahy dosiahla len Cu (max. 22 ppm), ostatné prvky majú obsahy len mierne zvýšené. Kľzavé korelačné



koeficienty tu dosahujú hodnoty vyše 0,8, a tak spojenie týchto žíl je pravdepodobne realizované kremennou žilou, prípadne len tektonickým vedením.

Tretia rudonosná štruktúra (C) je veľmi dobre preukázaná, okrem obvyklých kritérií, obsahmi Bi, ktoré bolo zistené na žile Rámžaš i na žile Štampová II. Tak isto bolo Bi zachytené v pôdnych vzorkách v priestore anomálnej zóny AZ-III. Táto zóna sa nachádza v „porfýroch“ a obsahy Bi, hoci nie sú vysoké (max. 13 ppm), sú oproti prakticky nulovému pozadiu anomálne.

Štvrtá rudonosná štruktúra (D) je tvorená žilou Okrúhly chrbát. Žila je smerom na západ veľmi dobre dokázaná svojím pokračovaním. Smerom na východ bola štruktúra zachytená na profile anomálnou zónou AZ-IV, ktorá sa nachádza v „sedimentoch“. Prvky v aureole tejto štruktúry nedosiahli anomálne hodnoty (okrem Cu — max. 27 ppm), avšak vysoké hodnoty kľuzových korelačných koeficientov, vyššie ako 0,9, poukazujú na ich spoločný pôvod. Toto východné pokračovanie rudonosnej štruktúry (D) je potvrdené podobne ako západné pokračovanie rudonosnej štruktúry (B).

Osobitné postavenie má štruktúra (E), na ktorej nie sú známe Sb žily. Ani staré banské práce, neďaleko AZ-V, neďávajú obraz, aký bol ich účel. Staré práce sú tvorené pingami obrovských rozmerov (asi 20 × 30 m), na odvalovom materiáli sa však rudné minerály, ani oxidačné produkty po nich, nenachádzajú. Dôvodom na jej vyčlenenie bolo zistenie anomálnych zón AZ-V a AZ-VI v ktorých všetky sledované prvky (okrem Bi) vysoko prekročili anomálne hodnoty:

AZ-V: Sb — 105 ppm, Cu — 116 ppm, W — 18 ppm, Sn — 21 ppm,

AZ-VI: Sb — 52 ppm, Cu — 306 ppm, W — 29 ppm, Sn — 14 ppm.

Prepojenie medzi týmito anomálnymi zónami sme urobili na základe morfológie terénu (sedlá na hrebeňoch, vývoj a smery potokov, viacero prameňov atď.) a na základe zisteného styku sedimentárnych hornín s vulkanickými. Všetky tieto fakty svedčia o výraznej tektonickej línii, ktorá na základe zistených obsahov prvkov v anomálnych zónach je pravdepodobne zrudnená.

Poslednou časťou nami študovaného územia je okolie a priestor medzi žilami Juraj a Koliensiegel. Hoci smery žíl (zistené z archívnych banských prác) svedčia o ich rovnakej priestorovej orientácii, vzhľadom na pomerne veľkú vzdialenosť medzi nimi nie je možné pri súčasnom stave poznatkov zistiť, či ide o jednu štruktúru alebo dve paralelné. V tomto priestore už boli urobené geochemické profily, ktoré iste objasnia tento problém. V súčasnosti sa však nachádzajú v etape laboratórneho spracovania.

## Záver

Prvé výsledky nášho výskumu, ktoré uvádzame v tejto práci, nedovoľujú urobiť rozsiahlejšie závery. Je však dôležité zdôrazniť, že štruktúry, na ktorých sú vyvinuté antimonitové žily, majú väčší dĺžkový rozsah a tvoria „spojnicu“ medzi jednotlivými známymi výskytmi, ako to dokumentujú prvé výsledky geochemickej prospekcie. To dáva predpoklad zistenia nových žíl na uvedených štruktúrach, prípadne v pokračovaní známych výskytov.

## Literatúra

- GASRGULÁK, M. 1979: Využitie kľzavých korelačných koeficientov pri vyhľadávani rudných ložísk. Geofond, Bratislava.
- GARGULÁK, M. 1982: Study of secondary aureoles of Sb-mineralization in Spišsko-gemerské rudohorie by the method of moving correlation coefficients. Symposium on geochemistry of endogenous and exogenous processes. Bratislava.
- HAK, J. 1963: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonitových ložísek a barytového zrudnení. Kandidát. disert. práce, Geofond, Bratislava.
- HORAL, K. 1943: Zlatonosný antimonit v pásme medzi Čučmou a Spišskou baňou. Gelnica. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J.—FUSÁN, O. 1952: Pyritové ložisko v Bystrom potoku. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLEIN, L. 1935: Viaceré archívne krátke správy o antimonitovom pruhu Čučma — Poproč (Prehľadná mapa Sb-výskytu).
- LAMBRECHT, W. 1931: O antimonitových baniach v Slovenskom rudohorí. Berlín, 1931 (Preklad z nemčiny).
- PECHO, J. 1978: Niektoré problémy metalogenézy antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PECHO, J. 1980: Štruktúrno-geologické pomery antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Antimónové rudy Československa, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Stará Voda — baníctvo. Zlatá baňa. Výskyt antimónu. Bukovina pri Smolníku. Baňa na antimón. F. Smolík 1927, Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (Preklad z maďarčiny).
- ULEHLA, T.—KOTRAS, J. 1955: Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Biely potok — Juraj štôlna — antimonit. Geofond, Bratislava.
- VÁCLAV, J. 1972: Mineralogicko-petrografické a geochemické pomery hydrotermálnych rudných žíl Švedlár — Tichá Voda — Bystrý potok. Kandidátska dizertačná práca Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VÁCLAV, J. 1980: Výsledky orientačnej metalometrie na Sb-Cu Betliar — Straková. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VÁCLAV, J. 1980: Výsledky geochemickej prospekcie na Sb, Cu, Sn a W z oblasti Betliara. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochem., metalogen., 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VÁCLAV, J.—GARGULÁK, M. 1977: Možnosť použitia metalomerie na Sb v Spišsko-gemerskom rudohorí. Zborník referátov z konferencie Ložiskové pomery Západných Karpát. KNS, PF UK Bratislava.
- VARČEK, C. 1959: Metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. Acta geol. geograph. Univ. Com. Geologica 2, Bratislava.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. Geol. Práce, Zošit 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

M. Gargulák—J. Václav

### Notes on character of antimonite veins of S and SE parts of Zlatý stôl Massif

#### Summary

The quartz-antimonite veins of the studied area, being the eastern continuation of veins from Betliar and Čučma do not represent a completely independent system, but they also formed in places with the older siderite-sulphide mineralization.

They form a system of small veins with a short strike length. They occur behind one another and form an interrupted belt composed of several strikes. In the past they were explored separately and partly exploited. Antimonite ore was most likely mined only to the level of creeks.

The quartz-antimonite mineralization is characterized by the presence of quartz I, II, Fe-dolomite, calcite, pyrite, arsenopyrite, sphalerite, berthurite, galenite, tetrahedrite, chalcopyrite (in one case also gold).

Quartz I is the oldest mineral of the quartz-antimonite mineralization. Its grey colour is due to submicroscopic admixtures of Pb, Cu, Zn, Fe and Sb minerals. The light-coloured varieties do not contain Pb and Zn.

Antimonite is most frequent among sulphides. It occurs in lumps or scarcely in thick-stalked form or nodule-shaped in quartz I. Mostly it occurs in masses containing no other minerals except a small amount of quartz II. In the form of impregnations or thin veins, antimonite penetrates the surrounding rocks.

Fe-dolomite is in all veins. In secondary dispersion aureoles the quartz-antimonite veins are characterized by anomalous contents of Sb, Cu, W and Sn and frequently by the contents of these elements increasing above mean values. In the places of outcrops of the veins the elements show high positive mutual correlations. The contents of the elements in some anomalous zones indicate that connexion of the single veins into continuous systems is most likely due to quartz and veins, or only to tectonics.

### Explanations of Figures

Fig. 1 Schematic outline of distribution of Sb-veins in the area of Biely potok — Bystrý potok  
a — quartz-antimonite veins, b — quartz veins, c — old mining operations (opencast trenches, adits), d — geochemical profiles, e — established anomalous zones, f — inferred course of ore-bearing structures, 1 — Koliesiegel vein, 2 — Juraj vein, 3 — Alžbeta deposit, 4 — Anna vein, 5 — Bukovina I vein; 6 — Nová Anna adit; 7 — Bukovina II vein, 8 — Bukovina vein, 9 — Bukovina III vein, 10 — Štampová I vein, 11 — Štampová II vein, 12 — Rámžaš vein, 13 — Okrúhly chrbát vein, 14 — continuation of Okrúhly chrbát vein.

Tab. 1 Qualitative spectral analyses of dark and light quartz from quartz-antimonite veins

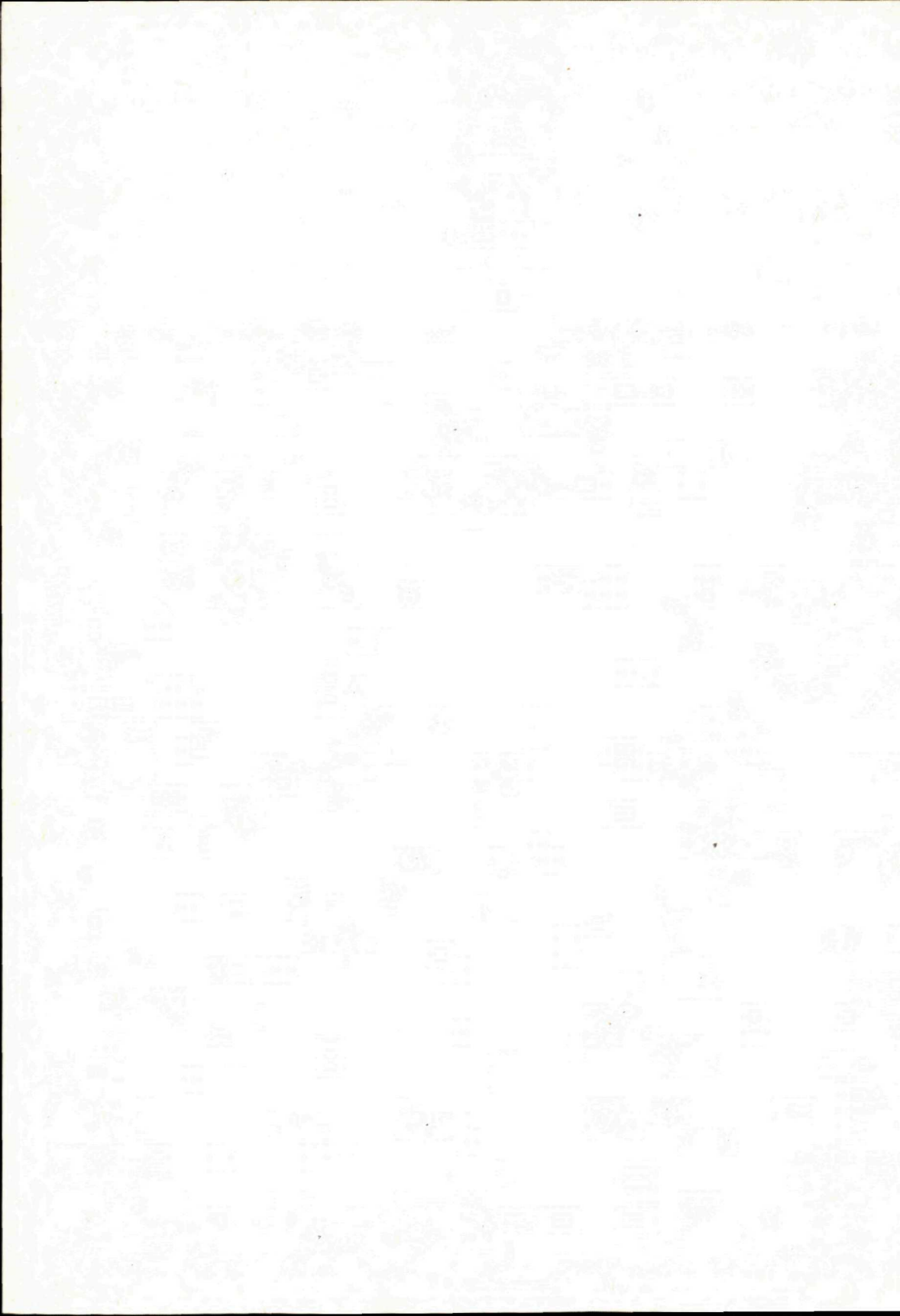
a — dark quartz from quartz-antimonite period, b — light quartz from quartz-antimonite period, c — light quartz from siderite-sulphidic mineralization;

1 — 100%—1%; 2 — 1%—0,1%; 3 — 0,1%—0,01%; 4 — 0,01%—0,001%; 5 — ? problematic presence of elements

Tab. 2 Qualitative spectral analyses of light quartz from siderite-sulphidic, dolomite-sulphidic and quartz-sulphidic veins N of studied area near Stará Voda.

Tab. 3 Qualitative spectral analyses of antimonites

Tab. 4 Dendrogram of elements in secondary dispersion aureole of antimonite veins (area Betliar — Čučma, 55 samples).



Marián Fendek

## Využitie malých počítačov na spracovanie geologických údajov formou databanky

7 obrázkov v texte, anglické resumé

**Abstract.** The author describes purposeful data-basis using small computers applied in practically every geological institute. The described way of treating the data shows its efficiency and has been tested for more than two years in the Dept of hydrogeology in Bratislava.

### Úvod

V poslednom období sa stávajú stále dôležitejším spôsobom použitia výpočtovej techniky automatizované informačné systémy, ktoré sú vyvíjané v rôznorodých oblastiach nášho národného hospodárstva. Postupne sa prechádza z technológie agendového spracovania informácií na technológiu databankovú, umožňujúcu objektívne, rýchle a mnohostranné posúdenie určitej skúmanej reality. Aj v geológii vývoj informačnej služby smeruje od tradičných referátových, bibliografických a kartotékových foriem k automatizovaným. Napríklad vo vyspelých geologických službách (Francúzsko, USA, Kanada) sa odhaduje podiel použitia informácií z hlavných databáz v r. 1981 okolo 60 %, pričom v r. 1972 bol len okolo 20 % (J. HRUŠKA 1982). Geologické informácie majú tú výhodu, že sú konečným produktom výroby geologického odvetvia a vyznačujú sa pomalým starnutím. To je z hľadiska automatizovaného spracovania veľmi pozitívny rys. Pri ich údržbe sa prevažne jedná o dopĺňanie nových skutočností. Výpočtová technika tu prakticky umožňuje akumuláciu ľubovoľného množstva údajov (dát), ich rýchlu a rôznorodú aplikáciu, čím sa vytvoria predpoklady pre objektívne posúdenie alebo prognózu vývoja rozmanitých prírodných javov.

Pri klasickom spôsobe archivácie geologických údajov sú vysoké nároky na priestor, pracovné sily, pričom vyhľadávanie informácií je veľmi prácne a ich získanie zdĺhavé. Štúdium archívnych prác je súčasťou každého projektu geologických prác, a najmä pri riešení úloh regionálneho charakteru si vyžaduje veľa času, a tým aj finančných prostriedkov. Tieto nedostatky ešte zväčšuje skutočnosť, že v geologických publikáciách je približne 75 % textu prebraného z archívnych materiálov a len v zostávajúcom sú prinášané nové informácie. Uvedené nevýhody a veľký rozvoj výpočtovej techniky spôsobili, že tento druh archivácie sa nahrádza

archiváciou robenou pomocou výpočtovej techniky, čím sa účelne obmedzí opakované a nadbytočné ukladanie údajov. Prehľadná archivácia geologických údajov je veľmi dôležitá, pretože zabraňuje duplicite geologických prieskumných prác, čím sa znižujú vysoké finančné a materiálové náklady. Jej význam s požiadavkou na väčšiu preskúmanosť územia neustále narastá.

Takmer na každom geologickom pracovisku je umiestnený počítač. Väčšinou ide o stolné počítače typu Wang alebo Packard disponujúce vonkajšou prídavnou pamäťou, ktorá umožňuje zhromažďovanie, spracovanie a využívanie akéhokoľvek množstva ľubovoľných údajov. Každé pracovisko tohto druhu rieši alebo sa priamo podieľa na riešení úloh regionálneho charakteru, kde sa pracuje so súborom dát, ktoré majú viacnásobné využitie, čo je základným predpokladom k efektívnej tvorbe databázy. Zároveň sa tým rozširuje možnosť praktického a vysoko účinného použitia uvedených stolných počítačov. Oba majú spoločný programovací jazyk (Basic), ale vzhľadom na to, že praktické práce boli realizované na počítači Wang 2200 B, bude ďalej opisovaná tvorba databázy len na tomto type.

V súčasnosti sa na Katedre inžinierskej geológie a Katedre hydrogeológie v Bratislave pracuje na zostavení prehľadných inžinierskogeologických máp v mierke 1:200 000 pre celé územie Slovenska, súčasťou ktorých sú aj mapy agresívnych vlastností podzemných vôd. Na riešenie tejto úlohy je potrebné sústrediť veľké množstvo chemických rozborov vôd z rôznych archívnych zdrojov (Geofond, Hydrofond, GÚDŠ) a spracovať ich z viacerých hľadísk. To viedlo k vytvoreniu databázy z hydrochemických analýz, ktorá sa úspešne využíva už viac ako dva roky a môže poslúžiť ako praktický príklad vytvorenia účelovej databanky pomocou počítača pre potreby malého hydrogeologického pracoviska. Všetky práce, spojené s vytvorením tejto účelovej databázy, boli robené počas štúdia na Katedre hydrogeológie PF UK v Bratislave v rámci diplomovej práce pod vedením doc. RNDr. I. MUCHU, CSc. (M. FENDEK 1980).

### **Príklad vytvorenia databázy pomocou počítača**

Vhodné vstupné (klávesnica, čítač magnetických pásov, disková jednotka) a výstupné (obrazovka, písací stroj IBM, riadková tlačiareň, súradnicový zapisovač formátu A3) zariadenia umožňujú rozšíriť efektívne využitie stolného počítača Wang 2200 B o ukladanie, opravu a spracovanie údajov. Prax ukázala, že jedným z najúčinnějších prostriedkov na dosiahnutie optimálnej efektívnosti pri manipulácii s údajmi a pri ich uchovávaní v procese automatizovaného spracovania je ich magnetické zaznamenávanie, uchovávanie a snímanie. Pri tomto spôsobe spracovania vystupujú ako médiá na uchovávanie údajov najčastejšie magnetické pásky a magnetické disky, ktoré predstavujú prídavnú pamäť počítača, umožňujúcu akumulovať prakticky neobmedzené množstvo ľubovoľných údajov. Na jednu kazetovú magnetickú pásku typu SCHOTCH C90 vojde 850—900 logických viet (hydrochemických analýz) a na disketu (kazetový disk modelu 2270) asi 1 020 (M. FENDEK 1980). Na porovnanie uvádzam, že sprístupnenie jednej analýzy — nastavenie požadovanej stopy na diskete trvá milisekundy (cez jednu stopu

14 ms, cez všetky stopy 726 ms). Nastavenie požadovaného sektoru trvá maximálne desiatky milisekúnd (A. KAPUSTA 1977). Doba záznamu 256 byteov je asi 22 ms. Nastavenie potrebného miesta na magnetickej páske trvá sekundy až desiatky sekúnd. Rýchlosť prenosu z diskety je 30 000 byteov za sekundu, čo je zhruba 100-krát viac ako pri magnetickej páske. Kopírovanie z diskety na disketu trvá asi dve minúty, kopírovanie z pásky na pásku trvá približne 10-krát dlhšie. Pri používaní magnetickej pásky vznikajú medzisektorové medzery spôsobené rozbiehaním mechanizmu na jej pohon, takže páska nie je nikdy celá využitá. Z uvedených skutočností vyplýva výhodnosť využívania diskety pred kazetovou magneticou páskou.

### Forma ukladania súboru dát pomocou počítača

Na praktické účely a okamžité využitie boli ako súbory dát zvolené údaje z hydrochemických analýz. Ich automatizovaná archivácia je rozčlenená na základe mapových listov v mierke 1 : 200 000, pokrývajúcich územie Slovenska. Jeden súbor dát teda predstavuje všetky sústredené chemické rozboru vôd, ich fyzikálne vlastnosti a lokalizáciu z jedného mapového listu mierky 1 : 200 000 a je identifikovateľný označením tohto listu, ktoré môže byť zostavené z ôsmich znakov. V rámci jedného súboru sú jednotlivé analýzy odlišované na základe čísla dokumentačného bodu, ktoré zároveň charakterizuje ich polohu na magnetickej páske (magneticom disku), lebo sú na ňu zaznamenané vzostupne, od najnižšieho čísla dokumentačného bodu po najvyššie. To umožňuje najmä pri výberovom spracovaní uložených dát jednoduchú orientáciu a pohyb po magnetickej páske (magneticom disku). Teda pri spracovaní údajov môžeme načítať do pamäti počítača ľubovoľnú chemickú analýzu a spracovať zvoleným spôsobom ľubovoľný počet údajov.

Jeden logický záznam obsahuje údaje o lokalizácii fyzikálno-chemického rozboru vody a jeho výsledky. Do údajov o lokalizácii miesta odberu vzorky vody (zdroja vody) patrí: lokalita — zdroj, dátum odberu vzorky vody, súradnice dokumentačného bodu, číslo dokumentačného bodu, typ diela, hĺbka diela, hĺbka odberu, výdatnosť zdroja, hornina a archívne číslo správy, z ktorej bola informácia čerpaná. Z výsledkov rozboru vody sú zaznamenávané hmotnostné koncentrácie kationov ( $\text{Li}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ), aniónov ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{J}^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ), neionizovaných látok ( $\text{H}_2\text{SiO}_3$ ,  $\text{HBO}_2$ ), obsahov plynov ( $\text{CO}_2$  voľný,  $\text{CO}_2$  agresívny, rozpustený  $\text{O}_2$  a  $\text{H}_2\text{S}$ ), obsahu organických látok vyjadreného ako oxidovateľnosť a mineralizácia vody. Tieto hmotnostné koncentrácie sú udávané v  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Z fyzikálnych vlastností sa zaznamenáva teplota vody, teplota vzduchu, pH a merná elektrická vodivosť.

Pre úsporné ukladanie boli takmer všetky alfanumerické premenné dimenzované na potrebný rozsah, čím sa obmedzil počet prázdnych znakov v jednotlivých premenných na minimum. Všetky číselné premenné, okrem čísla dokumentačného bodu, sú po načítaní do pamäti počítača zhustené pomocou príkazu PACK a uložené na magnetickej pásku (disk) ako alfanumerické premenné. Pri tomto spôsobe ukladania je spotreba magnetickej pásky (disku) niekoľkonásobne menšia

ako pri priamom ukladaní číselných hodnôt. Tak napríklad priame uloženie čísla 1,1 spotrebuje osem byteov, kým po zhutnení iba jeden byte. Takto sú všetky menované údaje uložené jedným logickým záznamom s rozsahom 255 byteov, ktorý predstavuje najmenšiu identifikovateľnú jednotku magnetickej pásky a disku ovládateľnú príkazmi (SKIP, BACKSPACE) pre pohyb po nich bez toho, aby sa údaje museli načítavať do pamäti počítača. Množstvo zaznamenávaných údajov sa pritom môže ešte podľa potreby rozšíriť o ďalšie bez akýchkoľvek komplikácií pomocou programu na opravu dát, lebo počet doteraz využitých byteov v jednom logickom zázname je asi 160, pričom ostáva voľných ešte minimálne 80 byteov, čo napr. predstavuje pri zachovaní súčasného spôsobu ukladania 20 číselných charakteristík tvaru 999999,99.

### Vysvetlenie a rozsah symbolov použitých pri tvorbe databázy

Pre správnu aplikáciu vytvoreného systému a umožnenie rýchlejšej orientácie v jednotlivých programoch, ako aj uľahčenie prispôsobenia údajov pre ľubovoľný geologický, či iný vedný odbor, uvádzam podrobné vysvetlenie a rozsah použitých symbolov.

**Z8** — označenie súboru údajov — označenie mapového listu v mierke 1:200 000, z ktorého sú uložené údaje v jednotlivých logických záznamoch do jedného súboru. Môže obsahovať maximálne osem ľubovoľných znakov napr. BBYST361.

**Z2** — číslo dokumentačného bodu — ukladá sa ako číselná premenná, preto to môže byť akékoľvek číslo. Ak je väčšie ako trojčiferné, treba v programoch pri výstupe rozšíriť formát na jeho výpis.

**Z5, Z4** — súradnice dokumentačného bodu Y, X — udávame ich od severovýchodného rohu mapového listu v milimetroch. Os Y je totožná s východným okrajom a os X so severným okrajom mapového listu. Môžu to byť maximálne trojčiferné čísla.

**A8** — lokalita — zdroj — označenie lokality odberu vzorky, ktoré môže byť určené 16 znakmi napr. SLOV. LUPČA HV-27.

**B8** — dátum — dátum odberu vzorky napr. 13. 12. 1965

**Z68** — číslo správy — archívne číslo správy, z ktorej bola informácia čerpaná. Môže obsahovať osem ľubovoľných znakov, napr. 19444G.

**Z1** — výdatnosť — výdatnosť zdroja v  $l \cdot s^{-1}$ , môže to byť ľubovoľné číslo.

**Z88** — hornina — petrografické pomenovanie horniny, z ktorej bola odobratá vzorka. Môže obsahovať maximálne osem znakov, napr. DOLOMIT.

**Z98** — typ diela — charakterizuje, z čoho bola vzorka odobratá. Môže byť určený pomocou štyroch znakov.

**Z3** — hĺbka diela — hĺbka diela udaná v metroch s presnosťou na decimetre. Jeho maximálna hodnota môže byť 9999,9.

**Z7** — hĺbka odberu — hĺbka odberu vzorky v diele udaná v metroch s presnosťou na decimetre. Jej maximálna hodnota môže byť 9999,9.

**BO** —  $HBO_2$  — hmotnostná koncentrácia  $HBO_2$ . Jej maximálna hodnota môže byť 999,99.



B1 —  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  — hmotnostná koncentrácia  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  alebo  $\text{SiO}_2$ . Program na ukladanie dát prepočítava vždy  $\text{SiO}_2$  na  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  ( $\text{H}_2\text{SiO}_3 = \text{SiO}_2/0,7693$ ), takže sa ukladá len  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ . Jej max. hodnota môže byť 9999,99.

B2 —  $\text{CO}_2$  — hmotnostná koncentrácia voľného oxidu uhličitého. Jeho max. hodnota môže byť 999,99.

B3 —  $\text{CO}_2$  agresívny — hmotnostná koncentrácia oxidu uhličitého agresívneho voči  $\text{CaCO}_3$ . Jeho max. hodnota môže byť 999,99.

B4 —  $\text{H}_2\text{S}$  — hmotnostná koncentrácia rozpusteného  $\text{H}_2\text{S}$ . Jeho max. hodnota môže byť 999,99.

B5 —  $\text{O}_2$  — hmotnostná koncentrácia rozpusteného kyslíka. Jeho max. hodnota môže byť 99,99.

F0 — pH

F1 — oxidovateľnosť — nepriamy údaj o obsahu organických látok vo vode predstavujúci spotrebu kyslíka na ich oxidáciu. Jeho max. hodnota môže byť 99,99.

F2 — elektrická vodivosť — údaj o mernej elektrickej vodivosti v  $\mu\text{Scm}^{-1} \cdot 10^{-4}$ . Jej max. hodnota môže byť 99999,99.

F3 — teplota vzduchu v  $^\circ\text{C}$  s presnosťou na stotiny.

F4 — teplota vody v  $^\circ\text{C}$  s presnosťou na stotiny.

F5 — mineralizácia — program na ukladanie a opravu dát tento údaj vypočítava ako súčet hmotnostných koncentrácií prítomných ionóv a neionizovaných látok v  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ . Jej max. hodnota môže byť 99999,99.

Symboly pre ióny a ich rozsah sú uvedené v tabuľke 1.

Symboly použité v programoch pre ióny a ich rozsah

Tabuľka 1

Ión	Symbol	Max. hodnota	Ión	Symbol	Max. hodnota
$\text{Li}^+$	K0	99,99	$\text{F}^-$	A0	99,99
$\text{Na}^+$	K1	9999,99	$\text{Cl}^-$	A1	9999,99
$\text{K}^+$	K2	999,99	$\text{Br}^-$	A2	99,99
$\text{NH}_4^+$	K3	99,99	J	A3	99,99
$\text{Mg}^{2+}$	K4	999,99	$\text{NO}_2^-$	A4	99,99
$\text{Ca}^{2+}$	K5	9999,99	$\text{NO}_3^-$	A5	9999,99
$\text{Fe}^{2+}$	K6	99,99	$\text{SO}_4^{2-}$	A6	9999,99
$\text{Mn}^{2+}$	K7	99,99	$\text{HPO}_4^{2-}$	A7	999,99
			$\text{HCO}_3^-$	A8	99999,99

Obsah a rozsah všetkých údajov, ako aj ich množstvo, sa môže kedykoľvek podľa potreby meniť. Táto dynamika navrhovaného systému archivácie údajov pomocou magnetického záznamu umožňuje jeho neobmedzené použitie pri tvorbe databázy z ľubovoľných údajov pomocou malej výpočtovej techniky vo všetkých odboroch geológie.

### Programy použité na tvorbu databázy

Ak chceme robiť archiváciu údajov pomocou výpočtovej techniky organizovaným spôsobom, musíme mať aspoň približnú predstavu o ich základných vlastnostiach,

aby sa zbytočne neplytvalo priestorom na médiu, ktoré sa rozhodneme na tento účel použiť. Navrhnutý systém archivácie je veľmi dynamický a v prípade potreby umožňuje aj radikálne zmeny v organizácii už uložených dát, pokiaľ si záznam jednej novej logickej vety nebude vyžadovať viac ako 250 byteov pri reorganizácii údajov na magnetickej páske a viac ako 240 byteov pri reorganizácii údajov na magnetickom disku, kde sa určitý počet byteov spotrebúva na označenie začiatku každej premennej v rámci jedného logického záznamu. Na ukladanie údajov bol vypracovaný program ULOŽENIE, ktorý je postavený tak, aby sa pri ukladaní aktívna činnosť užívateľa obmedzila len na zadávanie základných údajov. Výpočet odvodených údajov je zabudovaný v programe (napr. prepočet  $\text{SiO}_2$  na  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ , výpočet mineralizácie). Mineralizácia je počítaná ako súčet koncentrácií prítomných iónov a neionizovaných látok v  $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (K. HYÁNKOVÁ 1980). V súčasnosti ukladané údaje pomocou tohto programu zaberajú približne 160 byteov pri jednom zázname. Vzhľadom na to, že najmenšia identifikovateľná jednotka na páske a disku má 256 byteov, ostáva minimálne 80 byteov voľných. Tieto sa môžu v prípade potreby použiť na zväčšenie rozsahu a množstva premenných bez toho, aby sa narušila vytvorená štruktúra uložených dát. Rozsah číselných premenných sa zväčší rozšírením formátu pre ich zhusťovanie. Množstvo premenných sa zväčší pomocou príkazu INPUT spolu so zavedením nových argumentov. Pri zväčšovaní množstva alfanumerických premenných treba nové premenné dimenzovať a pri zväčšovaní rozsahu treba zmeniť dimenziu u príslušných alfanumerických premenných. Z praktického hľadiska je účelné aj po každom prerušení ukladania dávať koncový znak, čo podstatne zjednoduší nastavenie pásky alebo disku na začiatku nového ukladania pomocou príkazu SKIP END (DSKIP END) za posledný záznam otvoreného súboru, pričom sa koncový znak súboru prekryje novým údajom. Ak na disku otvárame nový súbor za uloženým súborom (príkazom DATA SAVE DC OPEN XN), systém tento nový súbor automaticky uloží na prvé voľné miesto na disku, takže užívateľ nemusí robiť nastavovanie voľného miesta ako u magnetickej pásky. Výpis programu ULOŽENIE je v prílohe 1.

V prípade, že užívateľ chce archivované dáta použiť ako dokladový materiál v správe alebo podrobiť ich dôkladnej analýze, potrebuje, aby mu boli sprístupnené z magnetickej pásky alebo magnetického disku. Na tento účel bol vytvorený program s názvom VÝPIS, ktorý umožňuje vypísať ľubovoľný počet hydrochemických analýz buď na písacom stroji, alebo riadkovej tlačiarni (jeho výpis je v prílohe 2). V programe sú zabudované príkazy, ktoré umožňujú sprístupnenie ľubovoľnej analýzy na základe rozhodnutia užívateľa. V prípade, že treba urobiť výpis analýz tak, ako sú uložené za sebou vzostupne podľa čísla dokumentačného bodu, program po udaní počtu analýz riadi výpis sám (ak sa používa písací stroj, treba meniť papier), bez zasahovania užívateľa. Ak sa vypisujú len výberové analýzy, je potrebné, aby užívateľ udával číslom, koľko analýz má byť vynechaných (napr. posledná vypísaná analýza mala dokumentačné číslo 126 a chceme, aby ďalšia vypísaná analýza bola s dokumentačným číslom 132, tak počet vynechaných analýz je päť). Pri používaní magnetických pásek je „chodenie“ po páske smerom k začiatku súboru minimálne o polovicu zdĺhavejšie (príkaz BACKSPACE) ako chodenie od začiatku súboru k jeho koncu (príkaz SKIP). Z tohto dôvodu je

výhodnejšie vypisovať údaje vzostupne od začiatku súboru po jeho koniec. Pri používaní magnetických diskov je doba vykonania príkazu DSKIP rovnaká ako doba vykonania príkazu DBACKSPACE, takže môžeme údaje čítať ľubovoľným smerom s rovnakým efektom. Výstup z programu VÝPIS je v tabuľke 2.

## Výpis programu ULOŽENIE

Príloha 1

```

10 DIM Z$8,Z6$8,Z8$10,Z9$4,K$22,K1$21,K2$24,K3$12,K4$12
20 REM ULOZENIE:INPUT "UDAVAS AJ NAZOV SUBORU:ANO=1;NIE=2",X1:IN
PUT "POCET ANALYZ",X:IF X1=2THEN 50
30 STOP "STLAC: -SPEC.FUNKCIU C.5
      -DAJ V UVODZOVKACH NAZOV SUBORU
      -EXECUTE,CONTINUE,EXECUTE"
40 DEFFN'5"DATA SAVE OPEN":GOTO 50
45 INPUT "POCET ANALYZ",X
50 FOR I=1TO X:INPUT "VYDATNOST",Z1:INPUT "C.DOK.BODU",Z2:INPUT
"SURADNICE X,Y",Z4,Z5:INPUT "TYP DIELA",Z9$:INPUT "HLBKA DIELA",
Z3:INPUT "HLBKA ODBERU",Z7:INPUT "HORNINA",Z8$
60 INPUT "LOKALITA",A$:INPUT "DATUM",B$:INPUT "C.SPRAVY",Z6$
70 INPUT "NACITAVANIE IONOV:JEDNOTLIVO=1;SPOLU=2",X2:IF X2=1THEN
100:INPUT "LI,NA,K,NH4,MG,CA,FE,MN",K0,K1,K2,K3,K4,K5,K6,K7:INPU
T "F,CL,BR,J,NO2,NO3,SO4,HPO4,HCO3",A0,A1,A2,A3,A4,A5,A6,A7,A8
80 INPUT "HBO2",B0:INPUT "CO2 VOL, CO2 AGR",B2,B3:INPUT "H2S,O2"
,B4,B5
90 INPUT "PH,OXID,EL.VODIVOST",F0,F1,F2:INPUT "T.VODY,T.VZDUCHU"
,F4,F3:GOTO 122
100 INPUT "LI",K0:INPUT "NA",K1:INPUT "K",K2:INPUT "NH4",K3:INPU
T "MG",K4:INPUT "CA",K5:INPUT "FE",K6:INPUT "MN",K7:INPUT "F",A0
:INPUT "CL",A1:INPUT "BR",A2:INPUT "J",A3:INPUT "NO2",A4
110 INPUT "NO3",A5:INPUT "SO4",A6:INPUT "HPO4",A7:INPUT "HCO3",A
8:INPUT "HBO2",B0:INPUT "CO2 VOL",B2:INPUT "CO2 AGR",B3:INPUT "H
2S",B4:INPUT "O2",B5:INPUT "OXID",F1:INPUT "PH",F0
120 INPUT "EL.VODIVOST",F2:INPUT "T.VODY",F4:INPUT "T.VZDUCHU",F
3
122 INPUT "H2SIO3; SIO2=-1",B1:IF B1[]-1THEN 130
125 INPUT "SIO2",B1:B1=B1/.7693
130 PACK(##.##)K$FROM K0,K3,K6,K7,A0,A2,A3,A4,F0,F1,B5
140 PACK(###.##)K1$FROM K2,K4,A7,B1,B0,B3,B4
150 PACK(####.##)K2$FROM K1,K5,A1,A5,A6,B2,Z3,Z7
160 B1=B1*.7693:F5=A0+A1+A2+A3+A4+A5+A6+A7+A8+K0+K1+K2+K3+K4+K5+
K6+K7+B0+B1
170 PACK(#####.##)K3$FROM F2,F5,A8
180 PACK(-###.#)K4$FROM Z4,Z5,F3,F4
190 DATA SAVE Z2,Z1,Z6$,Z8$,Z9$,A$,B$,K$,K1$,K2$,K3$,K4$
200 NEXT I
210 INPUT "KONIEC SUBORU=1;KONIEC SUBORU A UKLADANIA=2;KONIEC UK
LADANIA:ANO=3,NIE=4",X3:ON X3 GOTO 220,230,240,45
220 DATA SAVE END :GOTO 20
230 DATA SAVE END
240 END

```

```
10 COM Z$8
20 DIM Z6$8,Z8$10,Z9$4,K$22,K1$21,K2$24,K3$12,K4$12
30 REM -VYPIS DAT:INPUT "VYPIS NA: TLACIAREN=1;PISACI STROJ=2",X
1:IF X1=1THEN 40:SELECT PRINT 211(80):GOTO 60
40 SELECT PRINT 115(80):GOTO 60
50 REWIND
60 STOP "STLAC: -SPEC.FUNKCIU C.5
      -DAJ V UVODZOVKACH NAZOV SUBORU
      -EXECUTE,CONTINUE,EXECUTE"
65 INPUT "NAZOV SUBORU",Z$
70 INPUT "VYPISUJES ANALYZY ULOZENE ZA SEBOU:ANO=1;NIE=2",X2:INP
UT "ZACNES PRVOU=1;LJBOVOLNOU=2",X3:IF X2=2THEN 90
80 INPUT "POCET ANALYZ",X:IF X3=1THEN 110:GOSUB '14:GOTO 110
90 IF X3=1THEN 120:GOSUB '14:GOTO 120
100 DEFFN'5"DATA LOAD"
105 DEFFN'6"SKIP"
110 FOR I=1TO X:GOSUB '15:NEXT I:GOTO 410
120 GOSUB '15:INPUT "POKRACUJES:ANO=1;NIE=2",X4:IF X4=1THEN 90:I
F X4=2THEN 410
130DEFFN'14:STOP "STLAC: -SPEC.FUNKCIU C.6
      -NAPIS CISLO-KOLKO ANALYZ CHCES VYNECHA
      -EXECUTE,CONTINUE,EXECUTE"
140 RETURN
150 DEFFN'15:DATA LOAD Z2,Z1,Z6$,Z8$,Z9$,A$,B$,K$,K1$,K2$,K3$,K4
$
170 UNPACK(##.##)K$TO K0,K3,K6,K7,A0,A2,A3,A4,F0,F1,B5
```

```

180 UNPACK(###.##)K1$TO K2,K4,A7,B1,B0,B3,B4
190 UNPACK(####.##)K2$TO K1,K5,A1,A5,A6,B2,Z3,Z7
200 UNPACK(#####.##)K3$TO F2,F5,A8
210 UNPACK(-###.##)K4$TO Z4,Z5,F3,F4
220 PRINT TAB(12);"KATEDRA HYDROGEOLOGIE PFUK V BRATISLAVE";PRIN
T :PRINT "NAZOV SUBORU DAT:";Z$
222%LOK-ZDROJ=#####          DATUM=#####
224PRINTUSING 222,A$,B$
230%SUR.Y-X=##### T.DIELA=#### C.D.BODU=### H.DIELA=##
##.#
240 _230,Z5,Z4,Z9$,Z2,Z3
250%VYDAT.=###.# HORNINA=##### C.SPRAVY=##### H.ODBERU=
###.#
260PRINTUSING 250,Z1,Z8$,Z6$,Z7
290 PRINT :PRINT "KATION "; "MG/L"; " ANION "; "MG/L"; " ROZ
P.LATKY"; " MG/L"; " OST.VLAST."
300 %### ###.## ### ##.## ##### ##.## ##### -#
###.#
310 PRINTUSING 300,"LI",K0,"F",A0,"HBO2",B0,"PH",F0
320 PRINTUSING 300,"NA",K1,"CL",A1,"H2SI O3",B1,"OXIDOV.",F1
330 PRINTUSING 300,"K",K2,"BR",A2,"CO2 VOL",B2,"EL.VOD.",F2
340 PRINTUSING 300,"NH4",K3,"J",A3,"CO2 AGR",B3,"T VZD.",F3
350 PRINTUSING 300,"MG",K4,"NO2",A4,"H2S",B4,"T VODY",F4
360 PRINTUSING 300,"CA",K5,"NO3",A5,"O2",B5,"MINER.",F5
370 PRINTUSING 300,"FE",K6,"SO4",A6
380 PRINTUSING 300,"MN",K7,"HPO4",A7
390%          HCO3 #####
400PRINTUSING 390,A8:PRINT :PRINT "-----
-----";PRINT :RETURN
410 INPUT "LUBOVOLNY SUBOR=1;NASLEDUJUCI SUBOR=2;DALSIE ANALYZY=
3;KONIEC VYPISU=4",X5:ON X5 GOTO 50,60,70,420
420 END

```

## KATEDRA HYDROGEOLOGIE PFUK V BRATISLAVE

NAZOV SUBORU DAT:POPRAD2

LOK-ZDROJ=ROZHOVANY HG1

DATUM=15.5.1979

SUR.Y-X=123\*314 T.DIELA=V

C.D.BODU=325

H.DIELA= 8.0

VYDAT.=2.8 HORNINA=P.STRK

C.SPRAVY=44167

H.ODBERU= 3.0

KATION	MG/L	ANION	MG/L	ROZP.LATKY	MG/L	OST.VLAST.	
LI	0.00	F	0.00	HBO2	0.00	PH	7.50
NA	18.00	CL	18.80	H2SI03	0.00	OXIDOV.	0.64
K	4.60	BR	0.00	CO2 VOL	28.60	EL.VOD.	530.00
NH4	0.00	J	0.00	CO2 AGR	0.00	T VZD.	21.00
MG	20.10	NO2	0.00	H2S	0.00	T VODY	6.00
CA	97.20	NO3	8.10	O2	0.00	MINER.	534.11
FE	0.07	SO4	83.50				
MN	0.00	HPO4	0.04				
		HCO3	283.70				

NAZOV SUBORU DAT:BBYST361

LOK-ZDROJ=LIPT.OSADA

DATUM=21.6.1961

SUR.Y-X=270\* 36 T.DIELA=V

C.D.BODU=221

H.DIELA= 10.0

VYDAT.=1.5 HORNINA=VAPENEC

C.SPRAVY=8939

H.ODBERU= 5.0

KATION	MG/L	ANION	MG/L	ROZP.LATKY	MG/L	OST.VLAST.	
LI	0.00	F	0.00	HBO2	0.00	PH	7.40
NA	0.00	CL	1.60	H2SI03	19.47	OXIDOV.	3.28
K	0.00	BR	0.00	CO2 VOL	3.52	EL.VOD.	244.00
NH4	0.00	J	0.00	CO2 AGR	6.60	T VZD.	18.00
MG	4.86	NO2	0.13	H2S	0.00	T VODY	12.00
CA	50.50	NO3	0.00	O2	9.18	MINER.	265.12
FE	0.17	SO4	9.84				
MN	0.00	HPO4	0.03				
		HCO3	164.70				

Pri archivácii údajov pomocou výpočtovej techniky musíme mať prostriedky na ich aktualizáciu, rozširovanie a modifikáciu. Počas nahrávania veľkého množstva údajov sa môžu vyskytnúť určité chyby, ktoré musíme vedieť odstrániť rýchle a jednoducho. Preto bol vypracovaný program OPRAVA, ktorý umožňuje načítať ľubovoľnú hydrochemickú analýzu do pamäti počítača, urobiť požadované zmeny a opäť ju uložiť na pôvodné miesto. Pri tomto programe, aj pri programe na ukladanie dát sa ako vstupné a výstupné zariadenie používa zobrazovacia jednotka pozostávajúca z obrazovky a klávesnice. Všetky údaje sú zadávané pomocou klávesnice a zobrazované na obrazovke, čo umožňuje ich nenáročnú kontrolu. Pri oprave sú údaje po načítaní do pamäti počítača zobrazované na obrazovke v dvoch základných častiach. Ako prvé sú zobrazené v troch riadkoch údaje o lokalizácii chemického rozboru vody. Užívateľ môže postupne opraviť ľubovoľný riadok. V prípade, že v tejto časti údajov netreba robiť žiadne úpravy alebo po skončení ich opravy, sú na obrazovke zobrazené v deviatich riadkoch a v štyroch stĺpcoch údaje o fyzikálno-chemickom rozbere vody. Užívateľ môže opäť postupne opraviť ľubovoľný riadok. V oboch prípadoch po zobrazení údajov na obrazovku užívateľ najskôr určí, koľko riadkov bude opravovať, a potom postupne, v ktorom riadku je chyba. Údaje v chybnom riadku má užívateľ možnosť predefinovať. Výpis programu OPRAVA je v prílohe 3.

### **Možnosti využitia databázy pomocou počítača**

Jednou z možností využitia databázy je podrobné štatistické spracovanie údajov, ktoré obsahuje. Zhustenú informáciu o rozsiahlych súboroch nám podávajú štatistické charakteristiky. Najpoužívanejšou je aritmetický priemer, ktorý závisí od všetkých pozorovaných hodnôt a je veľmi citlivý na extrémne hodnoty nachádzajúce sa v súbore. Ďalšia stredná hodnota je modus, ktorý je definovaný ako hodnota s najväčšou pravdepodobnosťou výskytu. V prípade empirického rozdelenia početnosti bude jeho hodnota ležať približne v najpočetnejšej triede. Jeho presnú hodnotu nemôžeme určiť jednoduchými metódami a nehodí sa na charakterizovanie dvojrcholového (bimodálneho) rozdelenia. Po aritmetickom priemere sa najčastejšie používa ako stredná hodnota medián, ktorý je definovaný ako prostredná hodnota podľa veľkosti usporiadaných prvkov súboru. Ak je počet hodnôt párne číslo, potom je rovný aritmetickému priemeru dvoch prostredných hodnôt. Je veľmi vhodný na charakterizovanie rozsiahlych súborov. Ak máme spolu všetky tri stredné hodnoty, môžeme si začať vytvárať obraz o súbore, lebo napr. všetky tri stredné hodnoty sú rovnaké, ak ide o symetrické rozdelenie náhodných premenných (normálne rozdelenie) alebo pri logaritmicke-normálnom rozdelení je modus vždy menší ako medián, a ten je menší ako aritmetický priemer. Rôzne súbory rovnakého rozsahu s rovnakými strednými hodnotami nemusia mať rovnakú variabilitu jednotlivých hodnôt určitého znaku. Najjednoduchšou mierou variability hodnôt je variačné rozpätie, ktoré je definované ako rozdiel medzi maximálnou a minimálnou hodnotou. Táto miera variability veľmi závisí od rozsahu súboru, neudáva ako vyzerá rozdelenie všetkých pozorovaní medzi krajný-

```

10 DIM Z6$8,Z8$10,Z9$4,K$22,K1$21,K2$24,K3$12,K4$12
20 REM RESAVE-OPRAVA DAT:SELECT PRINT 005
30 DEFFN'5"DATA LOAD"
40 DEFFN'6"SKIP"
50 REWIND
60 STOP "STLAC: -SPEC.FUNKCIU C.5
      -DAJ V UVODZOVKACH NAZOV SUBORU
      -EXECUTE,CONTINUE,EXECUTE"
70 INPUT "OPRAVUJES ANALYZU: NASLEDUJUCU=1;LUBOVOLNU=2",X1:IF X1
=1THEN 90
80 STOP "STLAC: -SPEC.FUNKCIU C.6
      -NAPIS CISLO-KOLKO ANALYZ CHCES VYNECHAT
      -EXECUTE,CONTINUE,EXECUTE"
90 DATA LOAD Z2,Z1,Z6$,Z8$,Z9$,A$,B$,K$,K1$,K2$,K3$,K4$
100 UNPACK(##.##)K$TO K0,K3,K6,X7,A0,A2,A3,A4,F0,F1,B5
110 UNPAC K(##.##)K1$TO K2,K4,A7,B1,B0,B3,B4
120 UNPACK(####.##)K2$TO K1,K5,A1,A5,A6,B2,Z3,Z7
130 UNPACK(#####.##)K3$TO F2,F5,A8
140 UNPACK(-###.##)K4$TO Z4,Z5,F3,F4
150 GOSUB '14:PRINT "#####
#####":INPUT "V KOLKYCH RIADKOCH MEMIS UDAJE",X:
IF X=0THEN 290
160 FOR J=1TO X:GOSUB '14:PRINT "#####
#####":INPUT "V KTOROM RIADKU:PRVOM=
1;DRUHOM=2;TRETOM=3",I:ON I GOTO 250,260,270
170 DEFFN'14
180PRINT :PRINT "#####
#####"
190%LOK-ZDROJ=#####          DATUM=#####
200PRINTUSING 190,A$,B$
210%SUR,Y-X=##### T.DIELA=### C,D,BODU=### H.DIELA=##
##.#
220PRINTUSING 210,Z5,Z4,Z9$,Z2,Z3
230%VYDAT.=###.# HORNINA=##### C.SPRAVY=##### H.ODBERU=##
##.#

```





## Pokračovanie programu OPRAVA

```

500 INPUT "MG,NO2,H2S,T.VODY",K4,A4,B4,F4:GOTO 550
510 INPUT "CA,NO3,O2",K5,A5,B5:GOTO 550
520 INPUT "FE,SO4",K6,A6:GOTO 550
530 INPUT "MN,HPO4",K7,A7:GOTO 550
540 INPUT "HCO3",A8
550 NEXT J
560 PACK(###.##)K$FROM K0,K3,K6,K7,A0,A2,A3,A4,F0,F1,B5
570 PACK(###.##)K1$FROM K2,K4,A7,B1,B0,B3,B4
580 PACK(###.##)K2$FROM K1,K5,A1,A5,A6,B2,Z3,Z7
585 B1=B1*.7693;F5=A0+A1+A2+A3+A4+A5+A6+A7+A8+K0+K1+K2+K3+K4+K5+
K6+K7+B0+B1
590 PACK(####.##)K3$FROM F2,F5,A8
600 PACK(-###.##)K4$FROM Z4,Z5,F3,F4
610 BACKSPACE 1
620 DATA RESAVE Z2,Z1$,Z6$,Z8$,Z9$,A$,B$,K$,K1$,K2$,K3$,K4$
630 INPUT "POKRACUJES V OPRAVE:ANO=1,NIE=2",X3:IF X3=1THEN 70
640 END

```

mi hodnotami, preto pomocou nej nemôžeme porovnávať variabilitu dvoch súborov s tým istým rozpätím. Je vhodná pre málo početné súbory. Najdôležitejšou mierou variability je rozptyl, ktorý jasne zdôrazňuje odchýlky od strednej hodnoty a je tým väčší, čím sú väčšie jednotlivé odchýlky. Absolútnou mierou rozptylu je smerodajná odchýlka, ktorá je definovaná ako druhá odmocnina z rozptylu a určuje smerodajné veľkosti odchýlok jednotlivých hodnôt od ich aritmetického priemeru. Relatívnou mierou rozptylu je koeficient variácie, ktorý vyjadruje pomer medzi smerodajnou odchýlkou a aritmetickým priemerom. Pre porovnanie spracovaného súboru s normálnym rozdelením sa používa koeficient šikmosti (asymetrie) a koeficient špicatosti (exces). Obe koeficienty sa pri normálnom rozdelení rovnajú nule. Rozdelenie pravdepodobností s kladným koeficientom špicatosti je špicatejšie a so záporným plochšie v porovnaní s normálnym rozdelením. Pomocou ďalšej charakteristiky E nazývanej tiež pravdepodobná chyba, môžeme vypočítať interval, v ktorom sa ľubovoľné číslo zo súboru nachádza s rovnakou pravdepodobnosťou, ako mimo tohto intervalu. Horná hranica sa vypočíta ako súčet a dolná hranica ako rozdiel aritmetického priemeru a pravdepodobnej chyby. Ak chceme poznať interval, v ktorom sa ľubovoľná hodnota súboru nachádza s určitou pravdepodobnosťou, použijeme na jeho výpočet kritickú hodnotu určenú pre zvolenú pravdepodobnosť  $\alpha$ . Pravdepodobnosť  $\alpha$  sa označuje

ION:CA POCET PRVKOV:470  
 XMAX=111.820 XMIN=8.010  
 ARITMETICKY PRIEMER=48.663 VARIACNE ROZPATIE=103.810  
 ROZPTYL=773.911 SMERODAJNA ODCHYLKA=27.819  
 KOEFICIENT VARIACIE=57.166% PRAVDEPOD.CHYBA E=18.764  
 SMERODAJNA ODCHYL.PRIEM.=1.283  
 SIKMOST=.448 SPICATOST=-.936

## HRANICE ARIT.PRIEMERU PRE:

P=0.95 HORNA=51.178 DOLNA=46.140  
 P=0.99 HORNA=51.969 DOLNA=45.357  
 XSTR.MAX=80.241 XSTR.MIN=28.336

## HODNOVERNE HRANICE PRE:

P=0.6826 HORNA=76.482 DOLNA=20.844  
 P=0.95 HORNA=103.189 DOLNA=-5.862  
 P=0.99 HORNA=120.325 DOLNA=-22.998  
 P=0.9975 HORNA=132.788 DOLNA=-35.461

8 - 15	39	8.297%
15 - 22	47	10.000%
22 - 29	63	13.404%
29 - 36	41	8.723%
36 - 43	46	9.787%
43 - 50	31	6.595%
50 - 57	26	5.531%
57 - 64	22	4.680%
64 - 71	39	8.297%
71 - 78	24	5.106%
78 - 85	24	5.106%
85 - 92	26	5.531%
92 - 99	17	3.617%
99 - 106	13	2.765%
106 - 113	9	1.914%

ako hladina významnosti a ľubovoľná premenná sa nachádza v takto určenom intervale s pravdepodobnosťou  $1 - \sigma$ . Údaje sa môžu kvôli prehľadu zhustiť pomocou roztriedenia do tried na základe určitých kritérií. Všetky hodnoty z jednej triedy charakterizuje potom jediná — triedny znak (napr. stred triedy). Triedy volíme rovnako veľké, aby sa mohol porovnávať počet hodnôt v jednotlivých triedach — absolútna početnosť. Okrem nej používame kvôli porovnávaní štatistických súborov o rôznom rozsahu aj relatívne početnosti. Pri definovaní jednotlivých štatistických charakteristík bola ako podkladová literatúra použitá práca I. GARAJ—M. KRIŠŤÁK 1974, odkiaľ boli čerpané aj vzorce na ich výpočet zabudované do zostavených programov STATIST 1 a STATIST 2. Z uvedeného vidieť, aká široká paleta štatistických charakteristík existuje a aké sú medzi nimi vzťahy, z čoho vyplýva aj spôsob ich aplikácie pri zhodnocovaní jednotlivých súborov. Všetky stručne charakterizované prvky sú vypočítavané v týchto dvoch programoch, ako to názorne vidieť z prílohy 4. Modus a medián sa určuje z údajov usporiadaných podľa veľkosti, čo pri veľkých množstvách údajov je náročné na pamäť počítača, a preto túto úlohu zabezpečuje program STATIST 2, ktorý je priamo nadviazaný na program STATIST 1. Výstupom z tohto programu je výpis usporiadaných dát od maximálnej hodnoty po minimálnu, mediánu, modusu a N-počtu výskytu určeného modusu v danom súbore, ktorý je uvedený v prílohe 5.

Grafické zobrazovanie chemických rozborov vôd patrí medzi základné spôsoby ich interpretácie. Na Katedre hydrogeológie sú zostavené programy na grafické spracovávanie chemických analýz vôd pomocou počítača patriace do skupiny súhrnných grafov. Pri ich realizácii sú na súradnicovom zapisovači formátu A3 vykresľované grafy S. A. DUROVA (program DUROV), A. M. PIPERA (program PIPER) a klasifikačný graf podľa Palmerových charakteristík (program PALMER). Tieto programy napojené na databázu predstavujú jednu z možností jej využívania. K nim bol zostavený ďalší program STLP, ktorý kreslí stĺpcový graf patriaci do skupiny grafov znázorňujúcich chemické zloženie jednotlivých vôd (M. FENDEK 1980). Ďalej boli vytvorené programy na klasifikáciu vôd podľa ich chemizmu. Sú to klasifikácie v praxi najviac používané:

- klasifikácie na princípe prevládajúcich iónov (program PION)
- Alekinova klasifikácia (program ALEKIN)
- Gazdova klasifikácia (program GAZDA)
- Jetelova klasifikácia (program JETEL)

Programy sú opísané v práci M. FENDEK (1980). Posúdenie agresívnych vlastností vôd vzhľadom k smerným číslam ČSN 73 10 01 je zabudované do programu AGVOD (M. FENDEKOVÁ 1980). Výpočet základných hydrochemických charakteristík (aktívít, iónovej sily, Palmerových charakteristík, parciálneho tlaku  $\text{CO}_2$ , indexov nerovnovážnosti...) je v programe AKT 25N (Z. LEKÝROVÁ 1978). Doteraz bolo teda na využívanie vytvorenej databázy vytvorených alebo upravených dvanásť programov, ktoré umožňujú vyhodnotiť hydrochemické údaje pomocou počítača v praxi bežne používanými spôsobmi.

111.82	111.42	110.22	110.22	109.20	109.02	108.80	108.62	107.41
104.83	104.60	104.20	103.80	103.40	103.40	103.20	103.00	102.60
102.20	101.67	101.20	100.60	98.99	98.99	98.99	98.65	98.60
96.99	96.19	96.16	96.08	95.40	95.40	94.71	94.19	93.20
92.58	92.20	92.18	92.00	91.38	89.80	89.80	89.80	88.98
88.80	88.58	88.26	88.18	88.18	88.18	88.16	88.12	88.10
88.00	87.37	86.97	86.97	86.57	86.36	86.17	86.17	86.00
85.77	85.75	85.20	84.97	84.57	84.30	84.17	84.17	84.00
84.00	83.06	82.16	81.76	81.36	80.96	80.56	80.28	80.20
80.16	80.08	80.08	80.04	79.76	78.96	78.76	78.16	78.16
77.20	76.55	75.75	75.75	75.15	75.07	74.95	74.55	74.55
74.48	74.15	73.80	73.15	72.95	72.95	72.95	72.57	72.24
72.12	72.08	71.74	71.60	71.60	71.34	70.98	70.94	70.94
70.88	70.54	70.54	70.54	70.20	70.20	70.17	70.14	70.14
70.14	69.74	69.74	69.34	69.34	68.94	68.70	68.14	68.00
67.74	67.33	67.20	67.10	66.93	66.59	66.10	65.80	65.73
65.60	64.93	64.24	64.24	64.16	64.16	64.10	64.04	64.04
62.78	62.20	62.12	61.72	61.32	60.52	60.52	60.10	60.10
60.00	59.72	59.32	59.32	59.12	58.92	58.92	58.52	58.12
57.70	57.31	57.31	57.31	56.91	56.20	56.12	56.12	56.12
56.08	55.99	55.71	54.42	54.40	53.71	53.31	53.31	52.91
52.91	52.50	52.50	51.55	51.55	51.30	50.90	50.50	50.50
50.10	50.10	50.10	49.00	48.90	48.90	48.90	48.16	48.16
48.16	48.12	48.12	48.12	48.12	48.12	48.08	48.08	48.04
46.89	46.09	45.82	45.70	45.69	45.29	44.40	44.10	43.69
43.69	43.69	43.69	43.69	43.29	43.09	43.09	42.89	42.63
42.08	42.08	42.08	42.00	42.00	41.68	41.53	41.50	41.08
40.48	40.10	40.10	40.04	40.04	40.04	40.04	40.04	40.04
40.04	40.04	40.04	40.04	40.04	40.04	40.00	40.00	39.68
39.08	38.08	38.08	38.05	38.00	38.00	37.90	37.68	37.68
37.23	37.10	37.07	36.50	36.50	36.10	36.07	36.07	35.80
35.67	35.27	34.87	34.87	34.87	34.47	34.37	34.07	33.67
33.67	33.67	33.27	32.94	32.90	32.87	32.46	32.46	32.20
32.20	32.12	32.12	32.08	32.08	32.08	32.06	32.05	32.04
32.00	32.00	31.66	31.40	31.40	30.86	30.06	30.06	30.06
30.06	30.00	29.66	29.30	29.00	28.60	28.60	28.56	28.46
28.46	28.22	28.06	28.05	27.25	27.25	27.21	26.64	26.45
26.45	26.05	26.05	25.80	25.80	25.74	25.70	25.65	25.43
25.25	25.25	25.00	25.00	24.85	24.60	24.50	24.45	24.40
24.34	24.34	24.34	24.34	24.12	24.12	24.06	24.05	24.05
24.05	24.04	24.04	23.25	23.25	23.25	23.00	23.00	22.90
22.90	22.90	22.90	22.85	22.85	22.85	22.85	22.85	22.80
22.44	22.10	22.05	22.04	22.04	21.64	21.48	21.40	21.40
20.80	20.50	20.44	20.44	20.05	20.05	20.02	20.00	20.00
20.00	19.64	19.64	19.64	19.64	19.31	19.31	19.00	18.44
18.03	18.00	17.64	17.23	17.23	17.03	16.43	16.43	16.43
16.40	16.08	16.03	16.03	16.03	16.03	16.02	15.70	15.63
15.50	15.34	15.23	15.23	15.23	15.23	15.05	15.00	14.43
14.32	14.32	14.30	14.03	14.00	13.38	13.23	13.23	12.90
12.83	12.83	12.20	12.02	12.02	12.02	12.00	12.00	10.82
10.82	10.42	10.42	10.02	10.02	10.00	9.62	9.62	9.50
9.22	9.02	8.82	8.82	8.82	8.82	8.50	8.02	8.01
8.01	8.01							

MEDIAN=42.08    MODUS=40.04    N=12

## Záver

Komplexné spracovanie hydrochemického materiálu predstavuje jeho vyhodnocovanie z rôznych hľadísk. Pri tomto niekoľkonásobnom spracovaní sú ako vstupné údaje používané tie isté výsledky fyzikálno-chemického rozboru vody. Používanie počítačov prinieslo významný pokrok pri spracovaní tohto materiálu, uľahčilo prácu s údajmi a umožnilo obmedziť činnosť človeka na zadávanie vstupných údajov pre jednotlivé programy. Kvalitatívne vyšším spôsobom spracovania dát je ich spracovanie formou databázy. Najprácejšia časť pri jej vzniku je zhromaždenie údajov z archívnych materiálov. To je však súčasťou každej úlohy regionálneho charakteru, takže nepredstavuje prácu navyiac oproti klasickému vyhodnocovaniu údajov.

Pri použití počítača WANG 2200 B sa údaje pri tvorbe databázy nezapisujú na záznamové listy, nedierujú sa, ale sú priamo z ľubovoľného zdroja a bez akejkolvek úpravy zadané klávesnicou a uložené pomocou zostaveného programu do prídavnej pamäti počítača. Práca s vytvorenou databázou je jednoduchá, pohodlná, rýchla a výsledky sú zbavené náhodných chýb, ktoré sa môžu vyskytnúť pri ručnom spracovávaní údajov. Na Katedre hydrogeológie v Bratislave existuje celý súbor programov, pomocou ktorých je možné údaje z databázy spracovať výpočtom i graficky. Tieto programy umožňujú vyhodnotenie hydrochemických údajov všetkými doteraz v praxi bežne používanými metódami. Účasť ľudského faktora pri tejto forme spracovania je obmedzená na minimum. Prakticky predstavuje iba voľbu programu, ktorým sa budú údaje vyhodnocovať a režimu, ktorým budú údaje načítané do pamäti počítača. Po zvolení vhodného režimu prebehne spracovanie celého súboru bez zásahu užívateľa. Výpis jednej stovky hydrochemických analýz trvá približne 25 min. Vyhodnotenie 564 hydrochemických analýz z hľadiska agresivity na základové konštrukcie podľa smerných čísiel uvádzaných v ČSN 73 1001 trvá asi štyri hodiny. Vyhodnotenie 10 analýz pomocou programu AKT 25N trvá asi desať minút. Ak sa na vyhodnotenie použijú programy, v ktorých sú zabudované najpoužívanejšie klasifikácie vôd, má užívateľ v priebehu ôsmich hodín k dispozícii spracovaný celý súbor pomocou klasifikácie na princípe prevládajúcich iónov, Alekinovej, Gazdovej a Jetelovej klasifikácie. Na základe získaných výsledkov sa potom môže rozhodnúť pre použitie tej klasifikácie, ktorá daný súbor najlepšie vystihuje.

Použitie databázy nám v krátkom čase umožňuje získať údaje používané na charakterizovanie hydrochemického súboru, viacnásobné prehodnotenie všetkých údajov, na základe ktorého môžeme robiť objektívnejšie závery a dopracovať sa k presnejším výsledkom. Pri spracovaní dát odstraňuje mechanickú duševnú prácu, šetrí pracovnú silu, pracovný čas a finančné prostriedky. Rozširuje sféru efektívneho využitia malej výpočtovej techniky a niekoľkonásobne skracuje dobu spracovania údajov. Vytvorenie účelovej databázy je rozhodne efektívne už vtedy, ak uložené údaje použijeme minimálne dvakrát. Vytvorený systém je vhodný pre akýkoľvek druh geologických údajov bez úpravy, pokiaľ ich rozsah a množstvo bude zodpovedať rozsahu a množstvu údajov v navrhnutej databáze, pričom

v prípade potreby ľubovoľnej zmeny stačí upraviť spomínané programy veľmi jednoduchým a nenáročným spôsobom.

## Literatúra

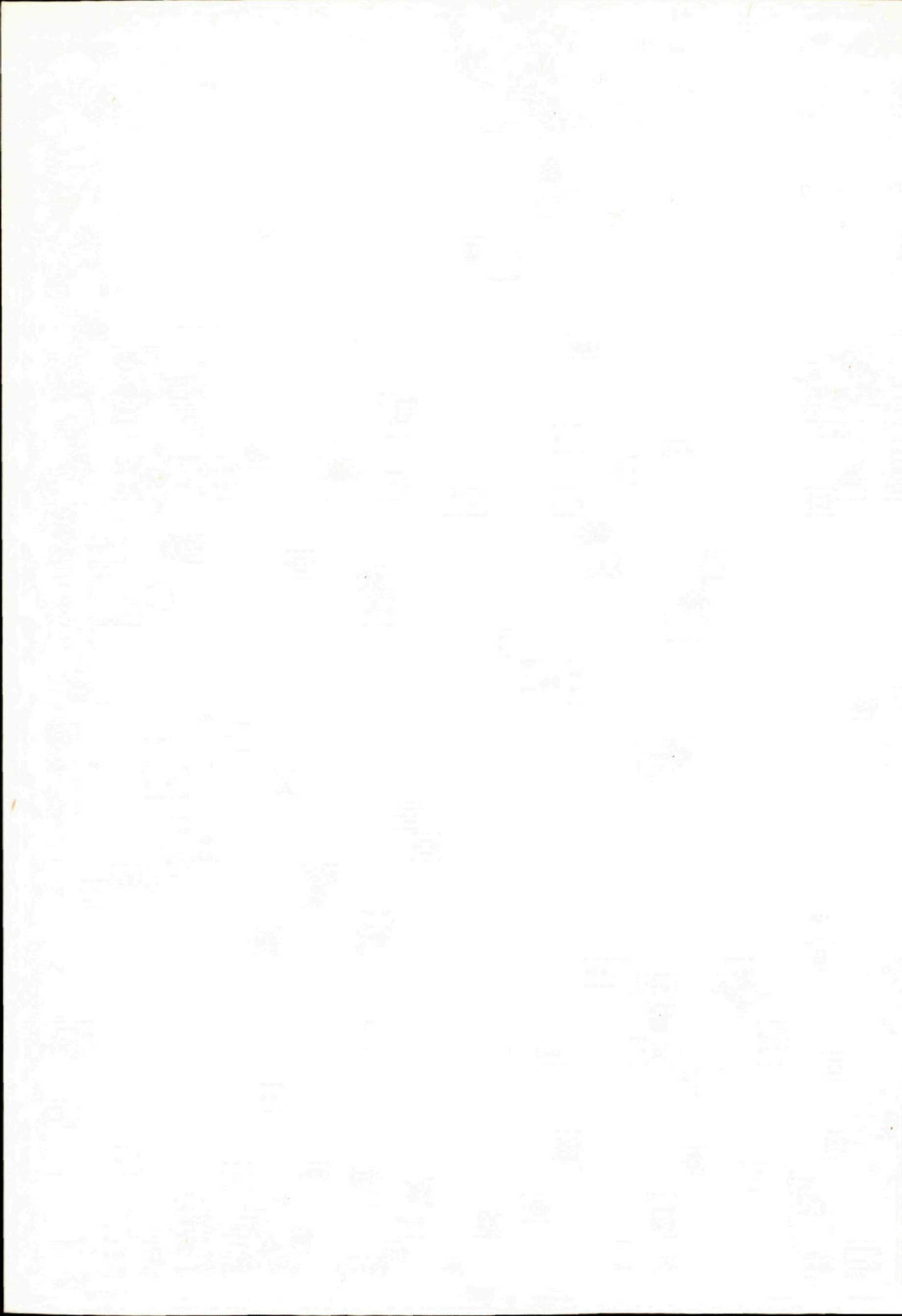
- FENDEK, M. 1980: Návrh hydrochemickej databanky pre potreby malého geologického pracoviska. Diplomová práca. Katedra hydrogeológie PFUK, Bratislava.
- FENDEKOVÁ, M. 1980: Využitie malej výpočtovej techniky pri hodnotení agresívnych vlastností podzemných vôd — list Banská Bystrica 1:200 000. Diplomová práca. Katedra hydrogeológie PFUK, Bratislava.
- GARAJ, I.—KRIŠTÁK, M. 1974: Teória pravdepodobnosti a matematická štatistika — Úvod do teórie pravdepodobnosti a matematickej štatistiky. Vysokoškolské učebné texty. SVŠT, Bratislava.
- HRUŠKA, J. 1982: Databázové systémy v hydrogeológii. Zborník prác — Úlohy informačných systémov v rozvoji vodného hospodárstva. Dom techniky ČSVTS, Žilina.
- HYÁNKOVÁ, K. 1980: Hydrogeochémia — cvičenia. Vysokoškolské učebné texty. Katedra hydrogeológie PFUK, Bratislava.
- KAPUSTA, A. 1977: Wang systém 2200 VP — Používateľská príručka pre disky. Preklad z anglického originálu — 2200 VP Disk reference manual. Lignoprojekt, Bratislava.
- LEKÝROVÁ, Z. 1978: Využitie výpočtovej techniky pri hydrogeologickom vyhodnocovaní chemických analýz. Diplomová práca. Katedra hydrogeológie PFUK, Bratislava.

M. Fendek

### **Application of small computers in treatment of geological data in the form of data-basis**

#### Summary

At present almost all geological institutions have minor table computers with additional memories (magnetic tapes, magnetic discs). Thus it is possible to accumulate various data of any number — to form a data-basis and to enable quick and easy solution of regional problems when the same data (results of hydrochemical analyses) are evaluated from several viewpoints. When we know the character of archived data, we may record them in the optimal way and form a complex of programs for their use. In the Department of hydrogeology in Bratislava they have created a system of data archivation by means of small computer. It has already been used for more than 2 years. The data are recorded on the magnetic tape or disc by means of the program ULOŽENIE (Fig. 1). Number and kind of data are in Table 2 which is output from the program VÝPIS (Fig. 2). The number and volume of data are not final. The group of data can still comprise further 20 numeral characteristics of the shape 999999,99 at the same consumption of medium. Actualization and correction of data are provided by the program PREROB (Fig. 3). After a modification the program may be used for increase of number and volume of data. If the modification of the data-basis requires more than 80 bytes, the modified data must be deposited on another medium: Then the consumption of medium increases twice. There are twelve programs for the use of this data-basis. The deposited data may thus be evaluated in the usual way. The work with the data-basis is simple, quick, and the results are devoid of accidental errors which may occur at manual treatment of data.





Ján Babčan—Karol Marsina—Jaroslav Ševc

## Experimentálne modelovanie vzniku zeolitov ložiska Nižný Hrabovec

2 obr. v texte, angl. resumé

**Abstract.** The authors present results of experimental testing of the theory on the genesis of zeolites on the Nižný Hrabovec deposit. In accordance with the theory, clinoptilolite was generated by the alteration of rhyodacite tuffite — the presumable protomaterial. Experiments show that the decisive factor of the alteration is pH of the solution (10—11) and precise thus the existing opinions on the genesis of zeolites at Nižný Hrabovec.

### Úvod

Slovenské zeolity sú predmetom intenzívnejšieho výskumu od roku 1974, kedy sa podarilo RNDr. E. ŠAMAJOVEJ, CSc. identifikovať v materiáli, pôvodne označovanom ako tufit z lokality v Nižnom Hrabovci, minerál klinoptilolit-zeolit heulanditovej štruktúrnej skupiny. Po dôkladnom štúdiu uvedeného materiálu vyslovili I. KRAUS—E. ŠAMAJOVÁ (1975) teóriu genézy tohto zeolitového minerálu. Podľa nich vznikol klinoptilolit v Nižnom Hrabovci premenou popolovitého sklovitého komponentu základnej hmoty tufitu v procese diagenézy.

Cieľom predkladanej práce bolo pokúsiť sa overiť experimentálnou cestou spomínanú teóriu genézy nižnohrabovského klinoptilolitu. Experimenty boli realizované v Laboratóriu experimentálnej geochemie a mineralógie Geologického ústavu PFUK v Bratislave, a to metódou hydrotermálnych skúšok pri teplotách do 150 °C. Ich hlavným účelom bolo preskúmať, či dôjde a za akých podmienok vôbec dôjde k premene materiálu považovaného za protomateriál na klinoptilolit.

---

Prof. Ing. J. Babčan, DrSc., Katedra geochemie a mineralógie PFUK, Paulínyho 1, 811 02 Bratislava.  
RNDr. K. Marsina, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.  
RNDr. J. Ševc, CSc., Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 815 01 Bratislava.

## Mineralogicko-petrografická charakteristika ložiska Nižný Hrabovec

Ložisko sa nachádza v okrese Michalovce, na sv. okraji obce Nižný Hrabovec. Ide o stenový lom vpravo od štátnej cesty Nižný Hrabovec—Strážske. V lome vystupujú pieskovce a ryodacitové tufity. Najrozsiahlejšia poloha ryodacitového tufitu dosahuje maximálnu hrúbku 90—120 m a v smernej dĺžke asi 7 km sa tiahne v pruhu od Vranova cez Kučín k Pustému Černému (J. SLÁVIK et al. 1967). Podľa I. KRAUSA et al. (1978) tvorí minerál klinoptilolit popri kryštaloklastoch plagioklasov a kremeňa 80—90 % hmoty ryodacitového tufitu, našiel sa aj zeolitový minerál mordeinit. Podľa uvedených autorov tu klinoptilolit tvorí pomerne významnú ložiskovú akumuláciu s odhadom zásob približne 7 miliónov ton.

### Experimentálna časť

#### Prehľad literárnych údajov

Syntetickou prípravou klinoptilolitu sa už v minulosti zaoberali viacerí autori. Podľa toho, aký protomateriál použili, môžeme ich práce rozdeliť do dvoch skupín:

1. práce, ktoré vychádzali z umelo pripravených gelov (L. L. AMES 1963; D. B. HAWKINS 1967; G. YOSHIKI 1977),
2. práce, v ktorých sa na syntézu použili prírodné materiály (G. KIROV—V. PECHIGAROV 1977; D. B. HAWKINS—R. A. SHEPPARD—A. J. GUDE 1978).

Na ilustráciu problematiky tu opíšeme podrobne syntézu klinoptilolitu D. B. HAWKINSA et al. (l.c.), ktorá nám poskytla cenné informácie pri experimentovaní.

D. B. HAWKINS et al. (l.c.) po prvý raz syntetizovali klinoptilolit ako jednoduchú fázu z vulkanického popola. Podmienky syntézy boli nasledovné: vulkanický popol z tufu A. Shoshone, z pleistocénneho jazera Tecopa, Inyo County, Kalifornia; 1 M a 2 M roztok  $K_2CO_3$  a  $Na_2CO_3$ ; tlak — 100 MPa; teplota — 140—150 °C; čas — 3—7 dní.

Zloženie východiskového materiálu a produktu syntézy Tabuľka 1

	Vulkanický popol (hmot. %)	Klinoptilolit (hmot. %)
SiO <sub>2</sub>	72,78	65,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,89	13,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	—
FeO	0,99	—
MgO	0,22	—
CaO	0,55	0,1
Na <sub>2</sub> O	0,03	1,1
K <sub>2</sub> O	5,31	8,6
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,86	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	11,8

(D. B. Hawkins et al. 1978)

Klinoptilolit bol syntetizovaný ako jednoduchá fáza pri tlaku 100 MPa a teplote 145 °C zo zmesi 2 M roztokov  $K_2CO_3$  a  $Na_2CO_3$ . Pomer K/Na v zmesi bol od 3/2 do 2/3 K/Na. V roztoku bohatšom na K vznikol klinoptilolit ako vedľajší produkt popri philipsite. V roztoku bohatšom na Na vznikol mordenit, ako vedľajšie minerály vznikli klinoptilolit a muskovit. Hranica stability medzi mordenitom a klinoptilolitom sa posunula na 220 °C pri tlaku 100 MPa pri použití 0,67 M zmiešaného karbonátového roztoku. Pokusy syntetizovať klinoptilolit pri vyššej teplote a nižšej koncentrácii karbonátových roztokov boli neúspešné. Pre ilustráciu uvádzame v tabuľke 1 zloženie východiskového materiálu a produktu syntézy a v tabuľke 2 röntgenografické hodnoty syntetizovaného klinoptilolitu.

Tabuľka 2  
Röntgenografické hodnoty syntetizovaného klinoptilolitu

d ( $10^{-10}$ m)	I
8,94	100
7,88	48
5,92	26
5,23	30
4,640	16
4,333	12
3,959	84
3,897	36
3,545	16
3,411	37
2,96	14

(D. B. HAWKINS et al. 1978)

### Materiál použitý na experimenty

Pre experimenty bola veľmi dôležitá voľba východiskového materiálu. Protomateriál, z ktorého mal podľa I. KRAUSA a E. ŠAMAJOVEJ (1975) vzniknúť klinoptilolit a ktorý bol použitý pri experimentoch, označil J. SLÁVIK (1961) ako ryodacitový tufit. Materiál na experimenty odobrala E. ŠAMAJOVÁ na lokalite Oreské, ktorá sa nachádza asi 15 km na východ od Nižného Hrabovca. Tufit z lokality Oreské sme zvolili preto, lebo je na rozdiel od nižnohrabovského tufitu nepremený, teda bez zeolitov, a preto vhodný na experimenty. Chemická analýza oreského tufitu je uvedená v tabuľke 3. Na porovnanie uvádzame aj chemickú analýzu nižnohrabovského tufitu — klinoptilolitu (tab. 4) spolu s chemickými analýzami klinoptilolitových a mordenitových vzoriek z niektorých svetových lokalít (I. KRAUS et al. 1978).

Okrem ryodacitového tufitu z Oreského, rozotretého v achátovej miske na analytickú jemnosť (zrornosť < 0,07 mm), sme pri pokusoch použili nasledovné roztoky rôznej koncentrácie (0,1 — 2,0 M) a pH, pripravené z chemicky čistých látok (p. a.): roztok NaOH, KOH, HCl, KCl NaCl CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, KHCO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

Chemická analýza tufitu z Oreského

zložka	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
hmotn. %	67,89	0,25	12,66	2,46	0,74	1,28	1,45	3,34	8,97

(J. SLAVIK 1961)

### Metodika práce

Pri experimentoch zameraných na preskúvanie možností vzniku klinoptilolitu z oreského tufitu sme zisťovali optimálnu teplotu vzniku, pH roztokov ako pred reakciou, tak aj po reakcii, zloženie týchto roztokov, pomer tufit/roztok a napokon dĺžku trvania experimentálnych prác. Pri pokusoch sme nepracovali s vyššími tlakmi, lebo sme nemali k dispozícii príslušné prístrojové vybavenie.

Na experimenty bol zvolený systém uzavretých sklenených ampúl zhotovených z ťažko taviteľného skla SiAl. Ampule boli približne 12 cm dlhé, s priemerom 8 mm. Samotný postup prác pri experimentoch bol nasledovný: Do sklenených trubičiek, na jednom konci zatavených, sme nasypali odvážené množstvo vzorky a doplnili príslušným objemom roztoku. Pracovali sme väčšinou s 0,5 g množstvom vzorky (spočiatku aj s množstvom 0,25 g) a s celkovým objemom 1,5 ml roztoku (spočiatku aj s objemami 0,5 a 1,0 ml).

Trubičky naplnené východiskovými reakčnými zložkami sme zatavili, čím vznikli už spomínané ampule. Ampule sme po dôkladnom premiešaní obsahu vložili do kovových ochranných puzdier a tie sme dali do kovovej škatule. Kovovú škatuľu sme po zatvorení vložili do zariadenia Termobox, v ktorom prebiehali samotné experimenty modelovania hydrotermálneho vzniku klinoptilolitu. V Termoboxe dochádzalo počas reakcií k automatickému premiešavaniu obsahu ampúl kývavým pohybom. Hydrotermálne reakcie prebiehali v prevažnej väčšine sérií experimentov (7) pri teplote 150 °C, len pri jednej sérii experimentov bola teplota v Termoboxe nastavená na 100 °C. Dĺžka trvania experimentov bola rôzna. Pohybovala sa od 164 do 504 hodín s ťažiskom pri 240 hodinách. Po ubehnutí uvedeného času sa ampule rozbili v špeciálnom zariadení a ich obsah sa prefiltraval pri niekoľkonásobnom premytí destilovanou vodou. Nerozpustný zvyšok na filteri sme u všetkých vzoriek vysušili pri laboratórnej teplote a podrobili röntgendifraktografickej fázovej analýze. Niektoré vzorky, v ktorých sa röntgendifraktografickou fázovou analýzou potvrdil vznik klinoptilolitu, sme podrobili diferenciálnej termickej analýze. Táto identifikačná metóda naše predpoklady úplne nepotvrdila, pretože vznik klinoptilolitu síce nevylučuje, ale ani nie je schopná jeho prítomnosť s dostatočnou presnosťou dokázať.

### Použitá identifikačná technika

Na röntgendifraktografickú fázovú analýzu sme použili difrakčný analyzátor Mikro-meta 2 s goniometrom s vertikálnym uložením vzorky. Bol použitý sa Fe-filter a žiarenie Co<sub>K</sub>.

Tabuľka 4

Chemické analýzy klinoptilolitových a mordenitových hornín vulkanogénno-sedimentárneho typu z niektorých slovenských a svetových lokalít

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	66,57	69,04	65,11	65,83	65,17	66,21	68,80	65,00
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	0,22	0,25	0,16	0,10	0,14	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,01	11,24	10,73	11,00	13,38	11,02	10,33	11,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	1,07	1,87	1,16	1,06	0,84	0,13	1,56
FeO	0,71	0,12	—	—	—	—	—	0,27
MnO	0,03	—	—	—	—	0,01	—	0,03
MgO	0,73	0,71	0,54	0,79	0,53	0,39	—	0,39
CaO	2,90	1,99	3,58	4,14	3,22	1,33	3,51	4,13
Na <sub>2</sub> O	0,68	1,66	0,95	1,06	1,62	5,82	2,94	1,86
K <sub>2</sub> O	2,96	2,02	1,49	1,06	2,82	1,04	0,19	0,70
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,96	5,18	14,61	14,34	6,48	4,66	8,96	8,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	8,14	5,33	—	—	4,95	7,12	5,03	5,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	—	—	—	—	—	—	—

(I. KRAUS et al. 1978)

- 1 — Vzorka obohatená klinoptilolitom (80 – 90 %) — Nižný Hrabovec
- 2 — Vzorka obohatená mordenitom — Bartošova Lehôtka
- 3 — Vzorka obohatená klinoptilolitom — Kuba, Las Villas
- 4 — Vzorka obohatená klinoptilolitom — Kuba, Las Villas
- 5 — Klinoptilolit (90 %) — Japonsko, Schizuma
- 6 — Klinoptilolit (90 %) — Kalifornia, Hector
- 7 — Mordenit — Gruzínsko, Moschvilisi
- 8 — Mordenit — Kuba, Oriente

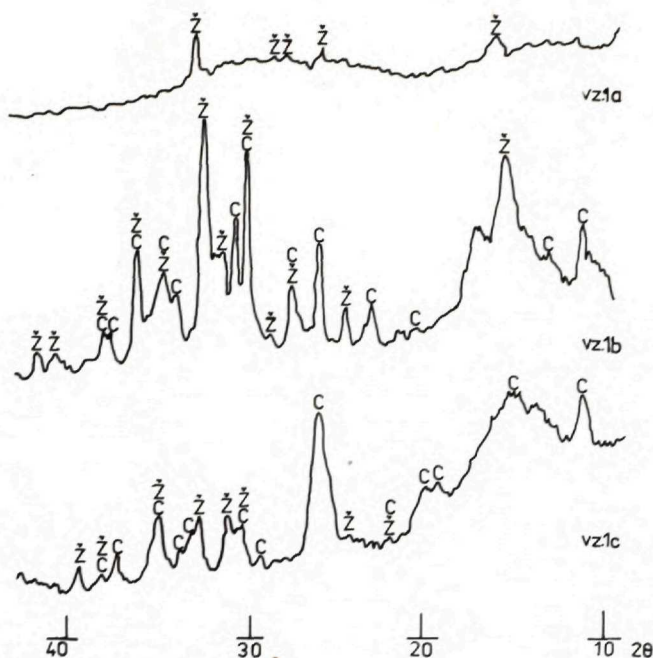
Na diferenciálnu termickú analýzu sme použili derivatograf D 102, výrobok maďarského závodu MOM. Diferenciálna termická analýza sa robila s navážkami 600 mg pri teplote 1 000 °C.

### Dosiahnuté výsledky

Výsledky experimentov môžeme zhrnúť do týchto záverov:

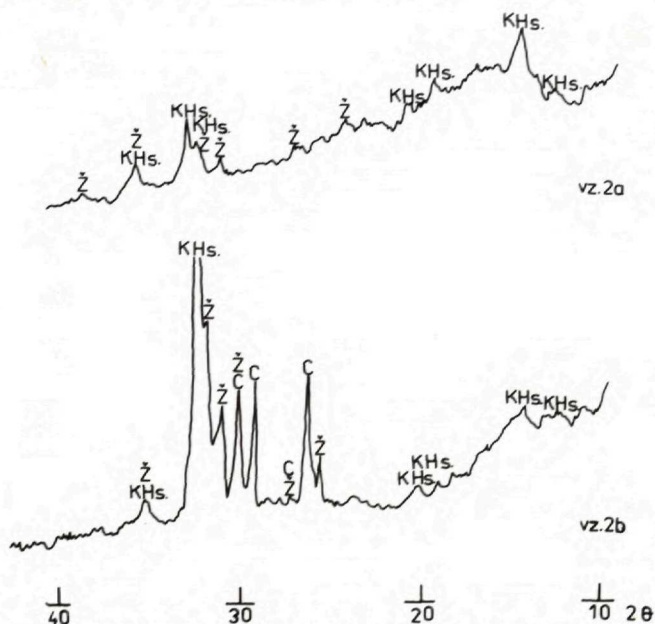
1. Syntéza klinoptilolitu z oreského tufitu bola pozitívna za nasledovných optimálnych reakčných podmienok:

- a) teplota syntézy:  $150 \pm 1$  °C,
  - b) zloženie východiskových roztokov: 2 M roztok K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, resp. 2 M zmiešaný roztok K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> a Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> v pomere K/Na od 1/3 do 1/2,
  - c) pomer tufit/roztok: 1/3,
  - d) pH východiskových karbonátových roztokov: 10,5, konečné pH roztoku: okolo 11,0,
  - e) čas potrebný na syntézu klinoptilolitu: optimum v rozmedzí 216—504 hod.
- Röntgenografické hodnoty syntetického klinoptilolitu, ako aj niektorých ďalších minerálov, sú uvedené v tabuľka 5, röntgendifrakto grafické záznamy syntetického klinoptilolitu, oreského tufitu a prírodného klinoptilolitu z Nižného Hrabovca sú znázornené na obrázku 1.



Obr. 1 RTH — difrakčné záznamy vzoriek

1a — orešký tufit, 1b — syntetický klinoptilolit a K-živec, 1c — prírodný klinoptilolit z Nižného Hrabovca. (c = klinoptilolit, ž = živec).



Obr. 2 RTG — difrakčné záznamy ilustrujúce vznik KH syntetického zeolitu pri rôznych teplotách (vzorka 2a — pri 100 °C, vzorka 2b — pri 150 °C)

(c = klinoptilolit, KHs = KH syntetický zeolit, ž = živec)

Tab. 5

Porovnanie röntgenografických hodnôt vzorky 1b s tabuľkovými röntgenografickými hodnotami (V. I. MICHEEV 1957) zodpovedajúcich minerálov

1b (Syntetický klinoptilolit)		Klinoptilolit (Nižný Hrabovec)		Klinoptilolit (Hector-Kalifornia)		Ortoklas	
(V. I. Micheev 1957)							
d ( $10^{-10}$ m)	I	d	I	d	I	d	I
9,12	25	9,02	10				
7,81	5	7,90	2				
7,09	15						
6,63	40			6,64	2		
6,02	15						
5,04	10	5,13	1	5,11	1		
4,54	20	4,62	2				
4,44	10	4,50	2	4,48	2		
4,26	20			4,34	2	4,25	3
4,03	40	3,97	10	3,96	10	4,02	9
3,848	15	3,81	1	3,83	1		
3,798	30			3,74	1	3,80	8
3,493	85	3,56	2	3,46	2	3,49	2
3,414	60	3,43	3	3,43	6		
3,333	20					3,33	7
3,247	100					3,18	10
3,083	20	3,12	2	3,07	2		
3,062	25	3,08	2	3,04	2	2,99	7
2,908	40	2,96	6	2,97	5	2,92	7
2,792	20	2,80	3	2,82	3	2,83	6
2,763	20	2,74	3	2,73	1		
2,586	10					2,64	6
2,521	10					2,53	7

2. Pri hľadaní optimálnych reakčných podmienok na syntézu klinoptilolitu sa nám podarilo syntetizovať aj produkt označovaný v literatúre ako KH syntetický zeolit, a to za nasledovných reakčných podmienok :

- teplota syntézy:  $100$  a  $150$   $^{\circ}\text{C} \pm 1$   $^{\circ}\text{C}$ ,
- východiskový roztok:  $0,5$  M roztok KOH,
- pomer tufit/roztok:  $1/3$
- pH východiskového roztoku KOH  $13,01$ , konečné pH roztoku  $12,0$ — $12,2$ ,
- čas potrebný na syntézu KH syntetického zeolitu bol  $240$  hodín.

Röntgendifrakografické záznamy KH syntetického zeolitu sú na obrázku 2.

## Diskusia

Výsledky práce objasnili, ale aj načrtli niektoré problémy spojené so vznikom klinoptilolitu na ložisku Nižný Hrabovec:

1. Napriek faktu, že temer všetky doterajšie syntézy klinoptilolitu boli realizované v podmienkach podstatne zvýšeného tlaku, naše experimenty dokázali, že zvýšený tlak nemusí byť na vznik klinoptilolitu rozhodujúci.

2. Syntéza klinoptilolitu si vyžiadala roztoky reagujúce pomerne silno alkalicky (pH=10—11). Pôvod takýchto alkalických roztokov v sedimentačnej panve pri Nižnom Hrabovci je dosť nejasný a bude si vyžadovať ďalší výskum.

3. Teplota vzniku klinoptilolitu môže byť aj podstatne nižšia ako v našich experimentoch. Experimentálne práce pri nižších teplotách by si však vyžiadali nadmerné predĺženie trvania experimentov, čo sa dalo ťažko realizovať.

4. Pri vzniku klinoptilolitu pôsobili alkalické roztoky s hodnotou pH okolo 11. V ich prospech hovorí aj fakt, že nami merané pH suspenzie oreského tufitu (predpokladaný protomateriál nižnohrabovského klinoptilolitu) dosiahlo hodnotu 5,4, zatiaľ čo pH suspenzie nižnohrabovského klinoptilolitu bolo 7,4. V suspenzii nami pripraveného syntetického klinoptilolitu bolo pH 10,25. Rozdiel v hodnotách pH medzi nižnohrabovským a syntetickým klinoptilolitom by sa dal vysvetliť tým, že syntetický klinoptilolit má vyšší obsah  $K^+$ , v prirodzenom prostredí mohlo dôjsť k jeho zámene za  $H^+$ , ktorá mohla byť vyvolaná ústupom alkalických roztokov z nižnohrabovskej sedimentačnej panvy.

5. Alkalické roztoky, ktoré spôsobili vznik klinoptilolitu, zaraďujeme medzi roztoky pôsobiace pri diagenéze.

## Záver

Experimenty, uskutočnené s ryodacitovým tufitom z lokality Oreské principiálne potvrdili možnosť premeny sklovitého komponentu materiálu, ktorý sa pravdepodobne pôvodne vyskytoval i v oblasti Nižného Hrabovca, na zeolit klinoptilolitového typu. To by v podstate zodpovedalo názoru I. KRAUSA et al. (1978) vyplývajúceho z genézy nižnohrabovského klinoptilolitu.

Určité rozpory s výsledkami experimentov a geologicko-mineralogickými pozorovaniami, z ktorých vychádzajú závery citovaných autorov o jeho genéze, predstavujú podmienky, pri ktorých boli syntézy úspešné — dosť silné alkalické prostredie (pH 10—11) a teplota neprevyšujúca 150 °C. Z týchto podmienok sa najmä pH ukazuje ako určujúce, teplota by pri veľmi dlhom pôsobení mohla byť aj podstatne nižšia.

V súlade s výsledkami experimentov by bolo možné vysloviť predpoklad, že klinoptilolit vytvárajúci akumulácie ložiskového významu pri Nižnom Hrabovci, mohol vzniknúť premenou popolovitého sklovitého komponentu ryodacitového tufitu (jeho pravdepodobný analóg z Oreského bol použitý ako protomateriál pri syntéze klinoptilolitu) v alkalickom karbonátovom prostredí pri zvýšenom pH (10—11) a za zvýšenej teploty (až 150 °C).

Výsledky experimentov s tufitickým materiálom z Oreského potvrdili pôvodný názor I. KRAUSA et al. (1978) o možnej premene tufitu na produkt obsahujúci klinoptilolit. Problémom pre budúcnosť zostáva objasniť, za akých podmienok by sa mohlo v prostredí zodpovedajúcom pôvodným nižnohrabovským tufitom zvýšiť pH roztokov až na hodnotu 10—11.



## Literatúra

- AMES, L. L. 1983: Synthesis of a clinoptilolite-like zeolite. *Amer. Mineralogist* 48, 11/12, 1374—1381.
- HAWKINS, D. B. 1967: Zeolite studies I. Synthesis of some alkaline earth zeolites. *Mater. Res. Bull.*, 2, 10, 951—958.
- HAWKINS, D. B.—SHEPPARD, R. A.—GUDE, A. J. 1978: Hydrothermal synthesis of clinoptilolite and comments on the assemblage phillipsite — clinoptilolite — mordenite. *Natural zeolite occurrence, properties, use*. Pergamon Press Oxford and New York.
- KIROV, G.—PECHIGARGOV, V. 1977: Hidrotermálne modelovanie ceolitisácií v vulkaničeských tufach I. Sintez klinoptilolita, mordenita i analcimu. *Geochim. Mineral. Petrologija* 7, 75—84.
- KRAUS, I. 1974: Výskum genézy a mineralógie ílových surovín Západných Karpát. Správa výskumnej úlohy II-8-4/5 za roky 1971—1973 pre priebežnú oponentúru. *Archív Geol. Úst. PF UK, Bratislava*, 1—261.
- KRAUS, I.—ŠAMAJOVÁ, E. 1975: Regionálne mineralogicko-geochemické štúdium ílov a zeolitov. Záverečná správa výskumnej úlohy II-8-4/5 za roky 1971—1975. *Archív. Geol. Úst. PF UK, Bratislava*, 1—147.
- KRAUS, I.—ŠAMAJOVÁ, E.—GERTHOFFEROVÁ, H.—LAJČÁKOVÁ, A. 1978: Minerálne zloženie a genéza ílových surovín, zeolitov a perlítov. Správa výskumnej úlohy II-4-7/6 za roky 1976—1977 pre priebežnú oponentúru. *Archív Geol. Úst. PF UK, Bratislava*, 1—300.
- MARSINA, K. 1980: Experimentálne modelovanie vzniku zeolitov na ložisku Nižný Hrabovec. Diplomová práca. Geofond, Bratislava, 1—66.
- MICHEEV, V. I. 1957: Rentgenometrickij opredelitel mineralov. *Gosudarstv. naučno-tech. izd. lit. po geol. a ochrane neдр.*, Moskva.
- SLÁVIK, J. 1961: Záverečná správa a výpočet zásob tufítov na lokalite Oreské so stavom k 31. 5. 1961. *Geol. prieskum, Spišská Nová Ves*.
- SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Geol. prieskum, Spišská Nová Ves*, 314—324.
- YOSHIAKI, G. 1977: Synthesis of clinoptilolite. *Amer. Mineralogist* 62, 3—4, 330—333.

J. Babčan—K. Marsina—J. Ševc

### Experimental modelling of genesis of zeolites on Nižný Hrabovec deposit

#### Summary

The authors deal with experimental testing of the theory on the genesis of clinoptilolite on the largest Slovak deposit at Nižný Hrabovec.

According to E. ŠAMAJOVÁ in I. KRAUS (1974) clinoptilolite at Nižný Hrabovec resulted from the alteration of ash-like vitreous component of the matrix of tuffite in the process of diagenesis.

The theory on the genesis of the Hrabovec clinoptilolite was tested by hydrothermal tests at temperatures ranging up to 150 °C. Unaltered tuffite from the loc. Oreské served as protomaterial in the experiments.

The hydrothermal tests terminated with a successful synthesis of clinoptilolite by the activity of 2 M mixed solution of  $K_2CO_3$  and  $Na_2CO_3$  in the K/Na ratio ranging from 1/3 to 1/2 (tuffite) solution ratio = 1/3/ at 150 °C and the initial pH 10.5 (terminal pH = 11) for 216—504 hrs.

In accordance with the results of experiments we might presume that clinoptilolite forming accumulations of economical significance at Nižný Hrabovec resulted from the alteration of ash-like vitreous component of rhyodacite tuffite (whose probable analogue from Oreské was used as protomaterial in the synthesis of clinoptilolite) in alcalic carbonate environment at increased pH (10—11) and high temperatures (to 150 °C).

### Explanations of Figures

Fig. 1 Roentgen — diffraction record of samples, 1a — Ores tuffite, 1b — synthetic clinoptilolite and K-feldspar, 1c — natural clinoptilolite from Nižný Hrabovec (c — clinoptilolite, ž — feldspar)

Fig. 2 Roetgen — diffraction records illustrating formation of KH synthetic zeolite at various temperatures (sample 2a — at 100 °C; sample 2b — at 150 °C)

(c — clinoptilolite, KHs = KH synthetic zeolite, ž — feldspar)

Ján Spišiak—Dušan Hovorka—Peter Ivan

## **Klátovská skupina — reprezentant metamorfítov amfibolitovej fácie paleozoika vnútorných Západných Karpát**

12 obrázkov v texte, anglické resumé

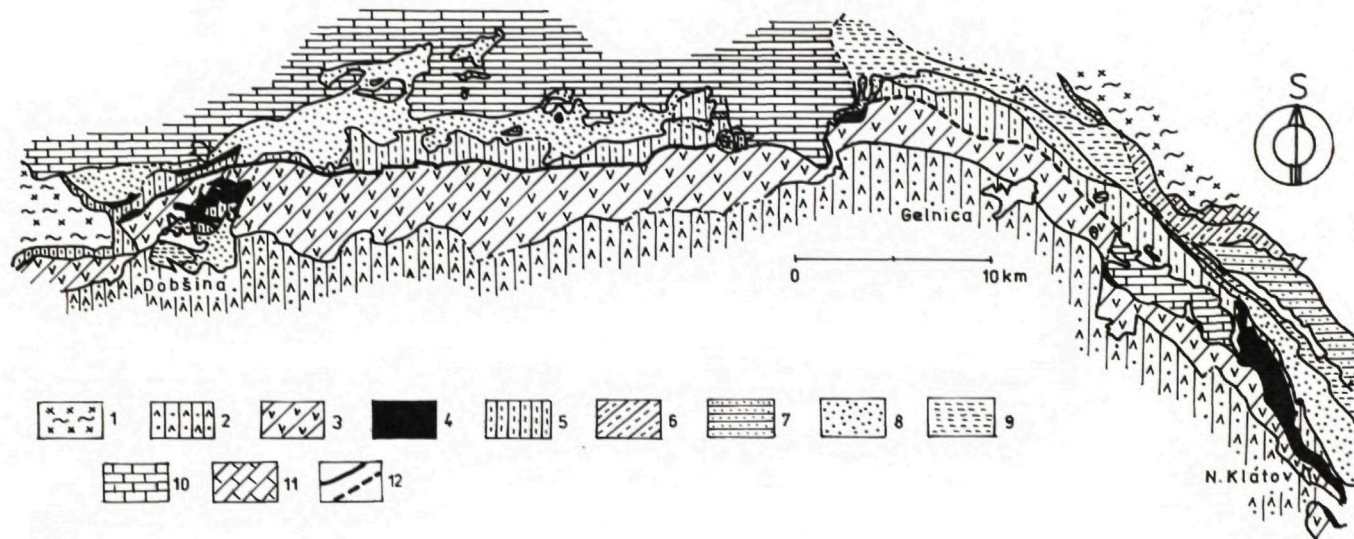
**Abstrakt.** V nadloží metamorfítov — metasedimentov a metavulkanitov — fácie zelených bridlic staršieho paleozoika gemerika vystupujú metamorfity amfibolitovej fácie. Najrozšírenejšími horninovými typmi sú ruly a amfibolity, ktoré spolu s kryštalicými vápencami a antigoritickými serpentinitmi (rôzneho štádia hydrotermálnej premeny) tvoria horninovú náplň klátovskej skupiny. Skupina je definovaná najmä na základe svojho vystupovania v oblasti Vyšného a Nižného Klátova, Rudnianska a Dobšinej. V súčasnej pozícii má hrúbku prvých stoviek metrov. Horninová sekvencia klátovskej skupiny spolu s nadložnými anchimetamorfítmi dobšinskej skupiny (karbón) tvorí alochtón, označený ako klátovský príkrov. Interný štruktúrny plán klátovského príkrovu je komplikovaný a miestami zastretý naloženými (najmä) hydrotermálnymi procesmi.

### **Úvod**

Oblasť vnútorných Západných Karpát (pri akceptovaní ich členenia na 3 jednotky: vonkajšie, centrálna a vnútorná) bola aj v období všeobecne akceptovaných predstáv o príkrovovej stavbe pohoria považovaná za autochtón s prípadnými lokálnymi presunmi. Až koncom 60-tych rokov D. ANDRUSOV (1968) aktualizoval niektoré staršie predstavy o alochtónnej pozícii jednotiek vnútorných Západných Karpát, ktoré označil ako gemerikum.

Staršie paleozoikum gemerika, rozčlenené pôvodne na dve superpozičné skupiny, gelnickú a rakoveckú (D. ANDRUSOV 1958), tvorí podľa predstáv P. GREČULU (1973) jednotnú skupinu s gelnickým a rakoveckým vývojom. Tieto faciálne vývoje sú považované za čiastkové príkrovy (P. GREČULA—I. VARGA 1979), pričom uvedení autori (l. c.) rakovecký príkrov situovali na bázu a gelnický príkrov do jeho nadložia. Alochtónitu gemerika ako celku zdôraznili v poslednej dobe aj B. LEŠKO—I. VARGA (1980). Problematika stavby gemerika nie je stále jednoznačne vyriešená — aj v súčasnosti časť autorov (Š. BAJANÍK et al. 1981) zastáva predstavu o vystupovaní gelnickej skupiny na báze a rakoveckej skupiny v jej nadloží. Za autochtónnu považuje časť paleozoických komplexov gemerika aj M. MAHEL (1975, 1983).

RNDr. J. Spišiak, CSc., Odd. nerastných surovín Geol. ústavu SAV, Horná 17, 974 01 Banská Bystrica ;  
Doc. RNDr. D. Hovorka, CSc., Geol. ústav Univ. Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava ;  
RNDr. P. Ivan, CSc. Katedra geochemie a mineralogie Prír. fak. Univ. Komenského, Paulínyho 1,  
811 02 Bratislava



Obr. 1 Schematický náčrt rozšírenia klátovskej skupiny (podľa L. SNOPKU et al. 1973, upravené).

1 — metamorfované jednotky centrálnych Západných Karpát; 2 — gelnická skupina; 3 — rakovecká skupina; 4 — klátovská skupina; 5 — dobšinská skupina (okrem ochtinského súvrstvia); 6 — ochtinské súvrstvie (?); 7 — črmeľská skupina; 8 — krompašská skupina; 9 — jaklovecká skupina (meliatka skupina? — R. MOCK 1980 in M. MAHEL 1983; 10 — mezozoikum Slovenského raja a Galmusu; 11 — obalové mezozoikum Čiernej hory; 12 — násunová línia klátovského prikrovu (zistená; predpokladaná)

Epimetamorfná rekryštalizácia staropaleozoických, prípadne až spodnokarbónskych horninových súborov je považovaná za dôsledok mladokaledónskej, resp. bretónskej fázy vrásnenia a metamorfózy (J. KAMENICKÝ 1967, 1968, J. KAMENICKÝ—E. KRIST 1969) alebo produkt alpínskych metamorfnerekryštalizačných procesov (L. SNOPO 1962, I. VARGA 1973, J. POPREŇÁK et al. 1973), resp. produkt polymetamorfných mladokaledónskych, bretónskych a alpínskych procesov (O. FUSÁN in M. MAHEL—T. BUDAY 1968). Publikované geochronologické údaje svedčia v prospech metamorfnej rekryštalizácie protolitu počas variskeho orogénu (B. CAMBEL et al. 1980, J. KANTOR 1980, J. KANTOR et al. 1981).

### **Metamorfity amfibolitovej fácie v gemeriku**

Paleozoické metasedimenty a metaeruptíva vnútorných Západných Karpát boli v minulosti všeobecne a jednoznačne zaraďované medzi metamorfity fácie zelených bridlíc (J. KAMENICKÝ 1968, J. KAMENICKÝ—E. KRIST 1969, J. KAMENICKÝ in M. MAHEL—T. BUDAY 1968, I. VARGA 1973). Z tejto schémy predstáv o intenzite a type metamorfózy paleozoika gemerika vybočovali výsledky štúdia L. ROZLOŽNÍKA (1965) z oblasti Dobšinej. Uvedený autor po prvýkrát opísal komplex hornín amfibolitovej fácie. Tie vznikli podľa neho (l.c.) účinkom granitizujúcich fluidov v úzkych, tektonicky predisponovaných zónach. Odlišné názory na genézu diskutovaných horninových súborov mali L. KAMENICKÝ—M. MARKOVÁ (1957) a J. ILAVSKÝ (1957), ktorí zdôrazňovali ich magmatický pôvod. Podobne analogické komplexy hornín v oblasti Rudnian považovali za „intruzíva“ (intruzívny komplex) K. MANDÁKOVÁ et al. (1971).

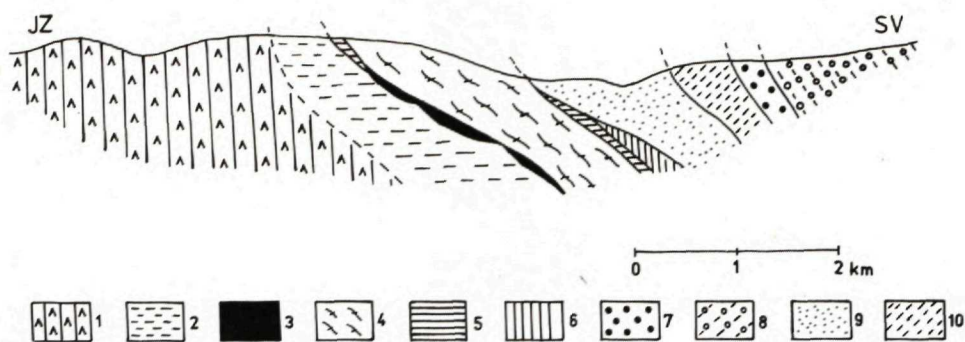
V posledných rokoch boli metamorfity amfibolitovej fácie opísané z oblasti Rudnian (J. POPREŇÁK et al. 1973, D. HOVORKA et al. 1979), Vyšného a Nižného Klátova (I. DIANIŠKA—P. GRECLA 1979) a ďalších oblastí situovaných pozdĺž severného ohraničenia gemerika (Mlynky, Slovinky, Kojšov; Š. BAJANÍK—D. HOVORKA 1981, D. HOVORKA et al. 1984).

Pretože výskyt metamorfítov amfibolitovej fácie (bez postupných prechodov do metamorfítov nižšieho stupňa metamorfnej rekryštalizácie) uprostred metamorfovaných hornín fácie zelených bridlíc je atypický, na definovanie PT podmienok metamorfózy boli potrebné špecializované výskumy (D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981a, b, Š. BAJANÍK—D. HOVORKA 1981, J. SPIŠIAK—D. HOVORKA v tlači).

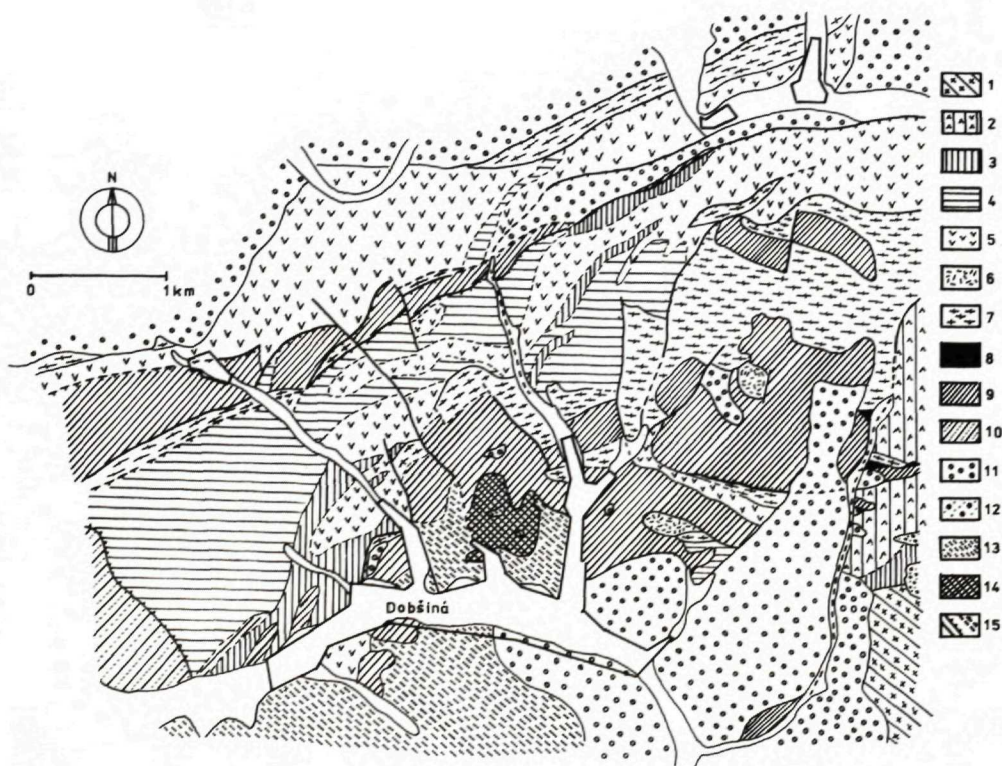
Nový pohľad na genézu a tektonickú pozíciu metamorfítov amfibolitovej fácie paleozoika gemerika je v práci D. HOVORKU et al. (1984). Autori (l.c.) metamorfity amfibolitovej fácie (spolu s nadložnými anchimetamorfitmi dobšinskej skupiny) považujú za horninovú náplň „klátovského príkrovu“.

V litostratigrafickej klasifikácii rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (Š. BAJANÍK et al. 1981) nebola prítomnosť metamorfítov amfibolitovej fácie konštatovaná.

Metamorfity amfibolitovej fácie boli v minulosti rôzne označované: rulovo-amfibolitový (D. HOVORKA et al. 1979), resp. amfibolitovo-rulový komplex (I. DIANIŠKA—P. GRECLA 1979) a stratigraficky rôzne zaraďované. Na základe nových



Obr. 2 Schematický geologický profil klátovskou skupinou v oblasti na sever od Vyšného Klátova  
 1 — gelnická skupina; 2 — rakovecká skupina; 3 — serpentinit; 4 — ruly a amfibolity (3, 4 — klátovská skupina); 5 — tektonity s grafitom; 6 — dobšinská skupina (rudnianske a zlatnicke vrstvy); 7 — dobšinská (ochtinské súvrstvie?); 8 — črmeľská skupina; 9 — krompašská skupina; 10 — jaklovecká skupina (meliatska skupina?)



výskumov, priestorového rozšírenia, tektonickej pozície, litologickej náplne, typu a intenzity metamorfózy, metamorfity amfibolitovej fácie v celom severnom ohraničení gemerika (Dobšiná až Klátov) tvoria jednu skupinu, ktorú nazývame klátovská skupina.

## Klátovská skupina

Pomenovanie má podľa obcí Vyšný a Nižný Klátov. Klátovská skupina spolu s anchimetamorfovanými horninami karbónskej dobšinskej skupiny (vynímajúc ochtinské súvrstvie) tvorí súčasť klátovského príkrovu (D. HOVORKA et al. 1984).

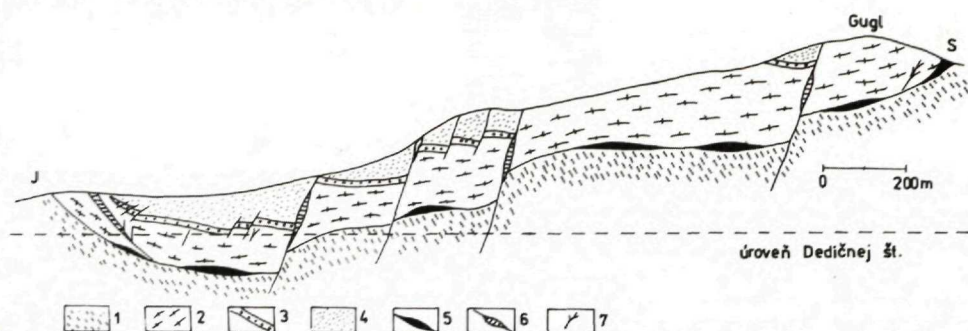
Zo severogemeridnej zóny sú doteraz známe nasledovné oblasti výskytu hornín klátovskej skupiny: Rejdová-Táfliová, Dobšiná, Mlynky, Rudňany, Slovinky, Kojšov, Košické Hámre — Teplý potok, Vyšný a Nižný Klátov, Bukovec (obr. 1). Na všetkých lokalitách boli horninové sekvencie klátovskej skupiny považované za súčasť staropaleozoickej rakoveckej skupiny. Len zriedka sa uvažovalo o ich príslušnosti ku karbónskym horninovým súborom (A. ABONYI 1971, D. HOVORKA et al. 1979).

V typickom vývoji vystupuje klátovská skupina v oblasti Klátova, Rudnianska (obr. 2) a Dobšinej (obr. 3, 4, 5). Najtypickejším spoločným znakom je priebeh a úložné pomery skupiny — ide o doskovité telesá o maximálnej hrúbke rádovo prvých stovák metrov. Ich podloží je zvyčajne rakovecká skupina vo vývoji chloriticko-sericitických fylitov. Styk je tektonický; styková zóna je indikovaná spravidla silným tektonickým prehnatením a sú v nej lokalizované šošovkovité telesá antigoritických serpentinitov, resp. ich hydrotermálne-metasomatických derivátov. Nadložie skupiny tvoria na väčšine uvedených výskytov anchimetamorfované metaklastiká dobšinskej skupiny (rudnianske súvrstvie; karbón). Prevažnú časť valúnového materiálu polymiktných zlepcov až brekcií tvoria horninové typy bezprostredného podložja (ruly, amfibolity; L. ROZLOŽNÍK 1965, A. VOZAROVÁ 1973, D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981b). Zriedkavejšie možno v nadloží pozorovať prítomnosť psamitov — rôznych typov pieskocov a drob. Na základe uvedeného môžeme pozíciu hornín dobšinskej skupiny v nadloží metamorfítov klátovskej skupiny označiť ako paraautochtónnu. Podrobnejší opis jednotlivých výskytov je

←  
Obr. 3 Geologická mapa okolia Dobšinej (O. ROZLOŽNÍK 1970; upravené)

1 — metamorfované ryolitové vulkanoklastiká a fylity (gelnická skupina); 2 — chloritické fylity s polohami metamorfovaných bazaltových vulkanoklastík; 3 — fylity s polohami metakvarcitov (2, 3 — rakovecká skupina); 4 — metamorfované bazaltové vulkanoklastiká vo fácií zelených bridlíc; 5 — metamorfované bazalty vo fácií zelených bridlíc (4, 5 — nerozlíšená rakovecká a dobšinská skupina); 6 — metamorfované bazalty vo fácií zelených bridlíc (dobšinská skupina); 7 — ruly a amfibolity; 8 — antigoritické serpentinity (7, 8 — klátovská skupina); 9 — grafitické fylity, piesčité grafitické fylity, metapsamity (rudnianske vrstvy dobšinskej skupiny); 10 — metamorfované klastiká (hámorské vrstvy dobšinskej skupiny); 11 — metamorfované klastiká kropašskej skupiny; 12 — zlepence gočaltovskej skupiny; 13 — slienité bridlice s vrstvami vápencov; 14 — lizarditovo-chryzotilový serpentinit (13, 14 — meliatska skupina?); 15 — tektonické línie zistené, predpokladané

uvedený v práci D. HOVORKA et al. (1984), resp. L. ROZLOŽNÍK (1965), J. POPREŇÁK et al. (1973), D. HOVORKA et al. (1979), I. DIANIŠKA—P. GREČULA (1979), Š. BAJANÍK—D. HOVORKA (1981) a ďalší.



Obr. 4 Schematický geologický profil klátovskou skupinou na sever od Dobšinea (J. RUFFINY in K. PAPP 1916; upravené)

1 — rakovecká skupina; 2 — klátovská skupina (pararuly a amfibolity); 3 — zlepenice; 4 — pelitické metasedimenty a karbonáty (3, 4 — dobšinská skupina); 5 — metaultramafity asociujúce s metamorfizmi klátovskej skupiny; 6 — metaultramafity tektonicky vytlačené do nadložných horninových súborov; 7 — rudné žily s arzenidmi niklu a kobaltu

Zo zistenia, že zlepenice karbónskej dobšinskej skupiny obsahujú prevažne materiál svojho bezprostredného podložja, t. j. pararúl a amfibolitov (A. VOZAROVÁ 1973, D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981b) vyplýva, že ide o staropaleozoický, resp. staropaleozoicko-spodnokarbónsky vulkanicko-sedimentárny komplex, ktorého spodné stratigrafické rozpätie nie je zatiaľ známe. Na základe intenzity a typu metamorfnej rekryštalizácie jeho mladoproterozoický vek je nepravdepodobný. K/Ar metódou boli stanovené nasledovné veky metamorfítov:

Pararuly:

Rudňany —  $286,5 \pm 2,5$ ; Dobšiná —  $272,5$ ; Dobšiná —  $258,0 \pm 2,5$  mil. rokov

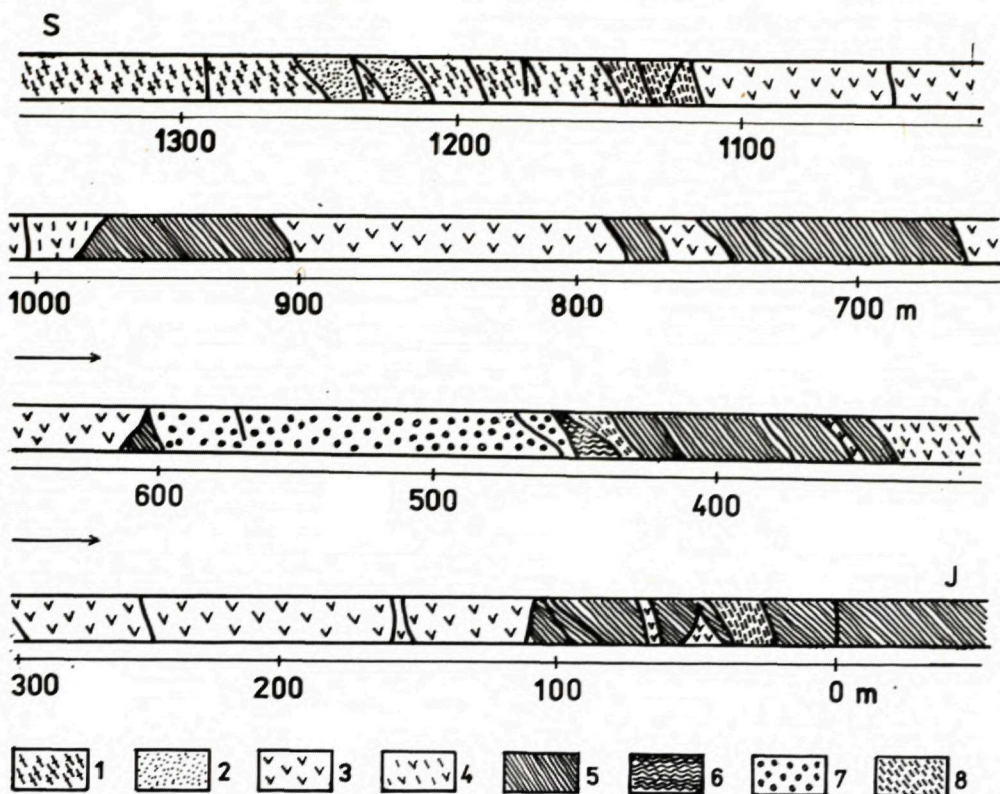
Amfibolity: (analyzované amfiboly z amfibolitov)

Dobšiná — Langenberg —  $357 \pm 15,6$ ; Dobšiná-Gugel —  $338,5 \pm 15,5$ ; Vyšný Klátov —  $362,5 \pm 1,4$  mil. rokov (všetky údaje in B. Cambel et al. 1980), Vyšný Klátov —  $391,0 \pm 18$ ; Vyšný Klátov —  $448,0 \pm 23$ ; Košická Belá —  $337,0 \pm 16$  mil. rokov (údaje in J. KANTOR 1980), Rudňany —  $324 \pm 9$ ; Rudňany —  $320 \pm 5$ ; Rudňany —  $281 \pm 9$  mil. rokov (údaje in J. KANTOR et al. 1981).

Celkove je horninová náplň klátovskej skupiny zhodná v celom jej súčasnom známom rozšírení. Ide najmä o nasledovné typy.

**Pararuly:** tvoria základný horninový typ najmä vo vrchnejšej časti, pričom sa laterálne i vertikálne alternujú amfibolitmi. Ich základná minerálna asociácia kremeň — plagioklas ( $An_{25-30}$ ) — biotit  $\pm$  granát  $\pm$  amfibol  $\pm$  muskovit je často hydrotermálne deštruovaná. Podrobná petrografická a geochemická charakteristika je uvedená v prácach L. ROZLOŽNÍKA (1965), D. HOVORKU et al. (1979), I. DIANIŠKA—P. GREČULU (1979), J. SPIŠIAKA—D. HOVORKU (v tlači). Protolit metasedimentov fácie zelených bridlic rakoveckej skupiny v jej doterajšom chápaní a metasedi-





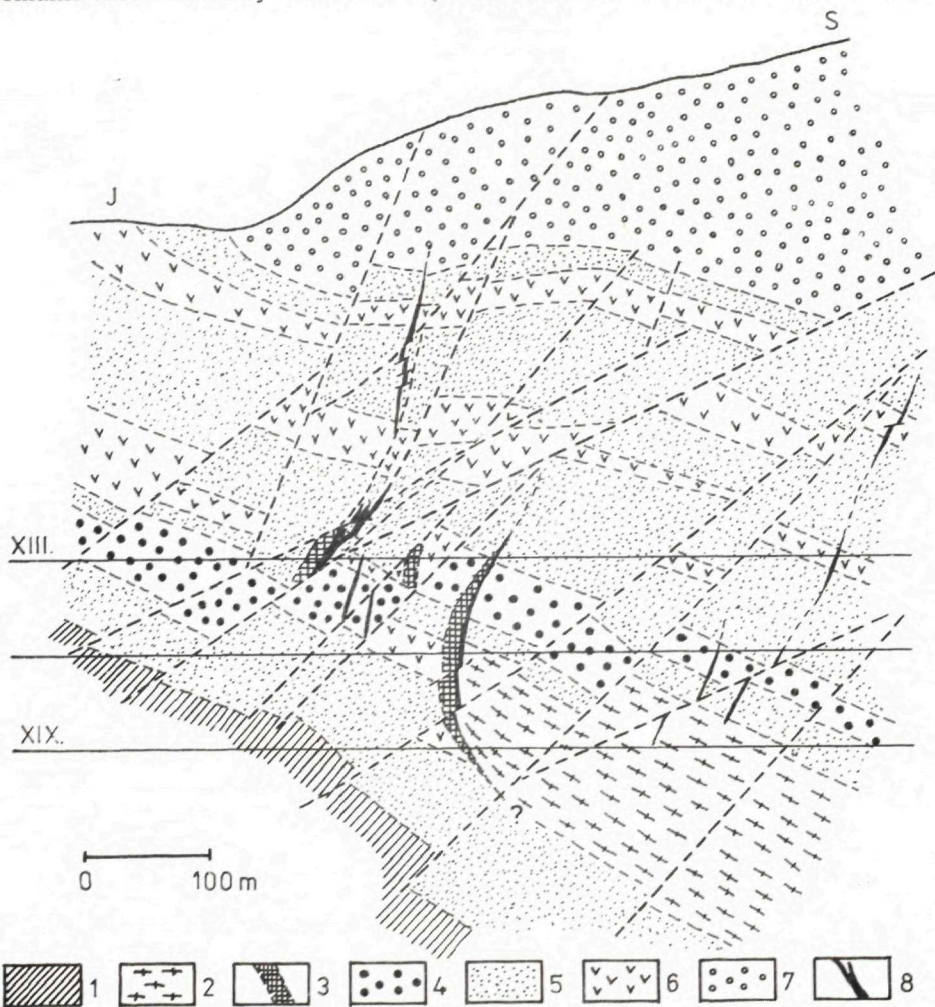
Obr. 5 Geologický profil štôľňou hydroelektrárne v Dobšinej (J. KAMENICKÝ 1950; upravené)  
 1 — ruly a amfibolity; 2 — albitizované ruly a amfibolity (1, 2 — klátovská skupina); 3 — metamorfovaný bazalt vo fácií zelených bridlíc; 4 — mylonitizovaný metamorfovaný bazalt; 5 — fylity (3—5 — rakovecká skupina?); 6 — grafické fylity (dobšinská skupina); 7 — zlepenca (krompašská skupina); 8 — tektonicky porušené pásma

mentov amfibolitovej fácie klátovskej skupiny nebol totožný. V diagramoch (obr. 6, 7, 8) vynesené projekčné body základného typu pararúl a bridlíc uvedených litostratigrafických jednotiek dokumentujú odlišnosť pôvodného protolitu. V prípade metasedimentov rakoveckého vývoja treba uvažovať s geochemicky zrelším východiskovým materiálom, ktorý obsahoval vyšší podiel ílových minerálov (prevažne illitu), ako je to v prípade metamorfítov klátovskej skupiny, kde protolit mal psamitickejší charakter (droby a droby nižšieho rádu, resp. drobové bridlice).

**Amfibolity:** sú ďalším podstatne zastúpeným horninovým typom. Ich základná minerálna asociácia je: amfibol ± plagioklas ± granát ± kremeň ± pyroxén ± epidot. Sú prevažne jemno- až strednozrnné, výrazne bridličnaté i quasimasívne, homogénne i páskované. V prípade ak akceptujeme zistenia početných autorov, že prvky

vzácných zemín si pri metamorfných procesoch zachovávajú v podstate pôvodný trend distribúcie normalizovaných obsahov a prihliadneme pritom aj na distribúciu inkompatibilných prvkov, na základe rôznych diskriminačných diagramov vychádza, že aj východiskový vulkanogénny materiál metabázitov rakoveckej a klátovskej skupiny bol odlišný (obr. 9, 10, 11, 12).

*Metaultramafity*: sú reprezentované antigoritickými serpentinitmi, resp. ich hydrotermálne-metasomatickými derivátmi (listvenitmi, resp. listvenitizovanými serpen-



Obr. 6 Rez štruktúrami žíl Droždiak a Hrubá 150 m východne od šachty Mier — Rudňany (L. FAITH; upravené)

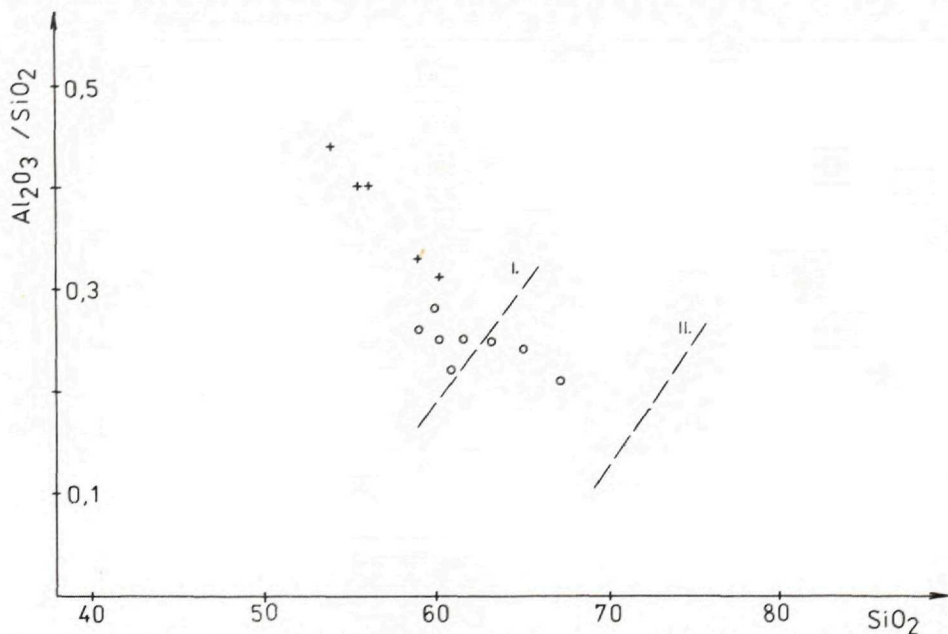
1 — chloriticko-sericitické fylity rakoveckej skupiny; 2 — ruly a amfibolity klátovskej skupiny; 3 — hydrotermálne alterované metaultrabazity klátovskej skupiny inplantované do hornín dobšinskej skupiny; 4 — polymiktne zlepence; 5 — grafitické fylity; 6 — metamorfované bazalty a ich vulkanoklastická vo fácií zelených bridlic (4—6 — dobšinská skupina); 7 — krompašská skupina; 8 — rudné žily

tinitmi). Tvoria malé až drobné telesá najmä v pripodložnej časti klátovskej skupiny. V miestach intenzívneho tektonického ovplyvnenia telesá metaultramafitov boli tektonicky vytlačené (protrudované) do nadložnej dobšinskej skupiny (karbón). V prípade, že telesá metaultramafitov vystupujú v zónach intenzívnej tektoniky a súčasne sa uplatňujú uhličitanové hydrotermy, predstavujú primárny koncentrátor Ni a Co, ktorý bol z telies metaultramafitov vyluhovaný a následne deponovaný v nadložných štruktúrach ako hydrotermálne žily arzenidov niklu a kobaltu (P. IVAN—D. HOVORKA 1980, P. IVAN v tlači, D. HOVORKA—P. IVAN 1981).

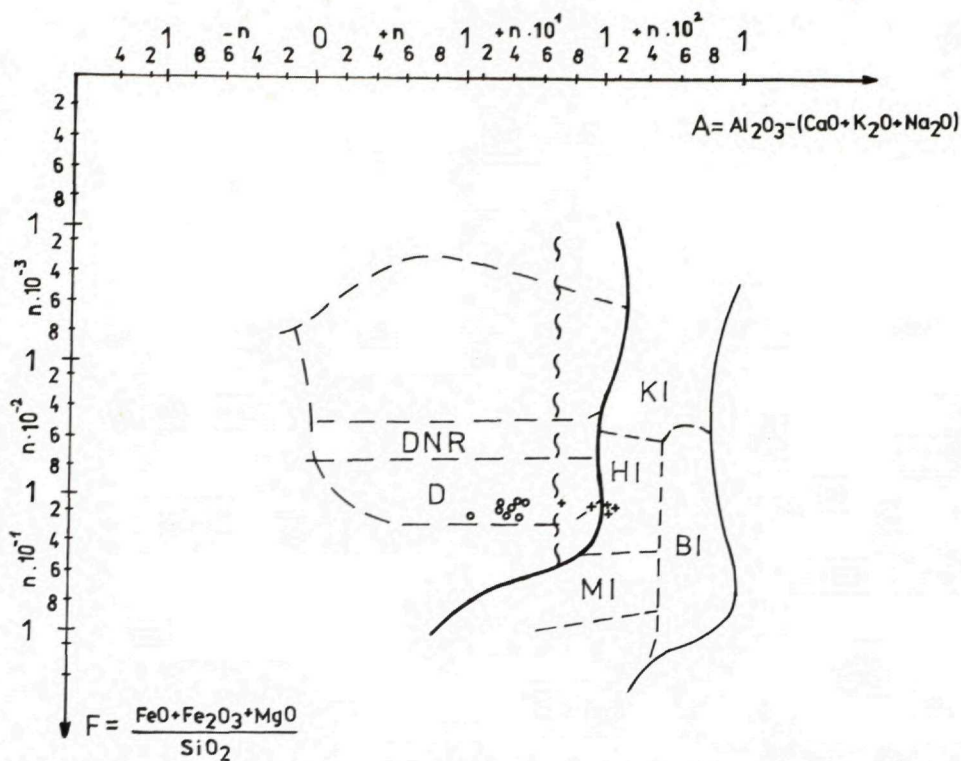
**Karbonáty:** sú prítomné vo fácií kryštalických vápencov a dolomitov; asociujú prevažne s amfibolitmi. Tvoria polohy od niekoľko cm do niekoľko m hrubé. Pôvodná klastická prímies pri metamorfnej rekryštalizácii podmienila vznik tremolitickeho amfibolu, granátu, minerálov epidotovo-zoitovej skupiny, plagioklasov a i. Zistené boli v Dobšinej (P. ROZLOZNIK 1935, L. ROZLOŽNÍK 1965), Rudňanoch (B. KUSÁK—J. HURNÝ 1981) i Klátove (I. DIANIŠKA—P. GREČULA 1979). Naloženými hydrotermálnymi procesmi sú niekedy zmenené na ankerit, resp. siderit.

K zriedkavým horninovým typom klátovskej skupiny patria polohy pyroxénovcov (P. ROZLOZNIK 1935) a granáticko-pyroxenických erlánov (L. ROZLOŽNÍK 1965, D. HOVORKA — J. SPIŠIAK in prep.).

Na základe rôznych kritérií (hlavne zloženia koexistujúcich minerálov) boli určené podmienky metamorfózy hornín klátovskej skupiny (D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981a, Š. BAJANÍK—D. HOVORKA 1981, J. SPIŠIAK—D. HOVORKA v tlači). Podľa našich štúdií stupeň metamorfnej rekryštalizácie dosiahol podmienky spodnej



Obr. 7 Stupeň geochemickej zrelosti pôvodných sedimentov rakoveckej (+) a klátovskej (o) skupiny. I — oddeľuje pole ilovitých sedimentov od poľa drôb; II — oddeľuje pole drôb od poľa drôb nižšieho rádu



Obr. 8 Diagram (časť A. A. PREDOVSKÉHO (1970) pre pararuly (o) klátovskej skupiny a fylity (+) rakoveckej skupiny

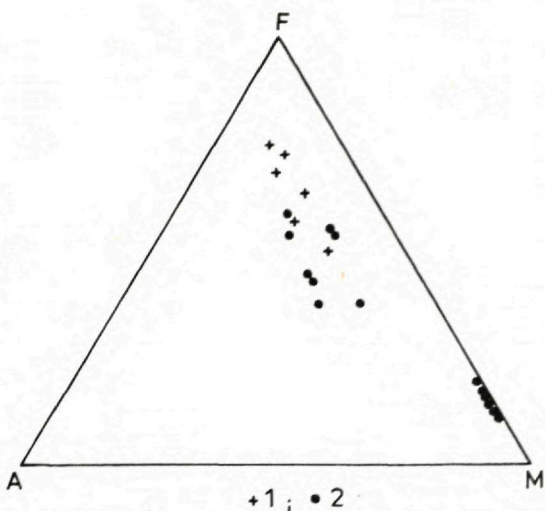
I — psamity; II — pelity; DNR — pole drôb nižšieho rádu; D — pole drôb; KI — pole kaolíkových ílov; HI — pole hydrosudových ílov; BI — pole bauxitových ílov; MI — pole montmorillonitových ílov; Vpravo od vlnovky spadajú ílovité horniny

teplotnej oblasti amfibolitovej fácie (520—640 °C, D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981a, J. SPIŠIAK—D. HOVORKA v tlači), resp. podmienok metamorfózy stredného stupňa v zmysle H. G. F. WINKLERA (1979).

Napriek značnej pozornosti venovanej diskutovaným horninovým súborom, dodnes nie je jasné geotektonické postavenie klátovskej skupiny. Doterajšie názory môžeme rozdeliť do štyroch skupín:

1. Vznik metamorfítov amfibolitovej fácie granitizačnými pochodmi v úzkych zónach rakoveckej skupiny; procesy sú podmienené prienikom granitizačných fluidov odvodených od rozsiahlejšieho hypotetického masívu plutonitov v podloží (L. ROZLOŽNÍK 1965). Vek metamorfózy — hercýnsky.

2. Vznik komplexu metamorfítov následkom kompresných pohybov a zmien PT podmienok metamorfózy hornín rakoveckej skupiny v období jura — krieda. Pritom samotná rakovecká skupina zodpovedá ofiolitovej suite oceánskeho riftu, ktorá bola pri paleoalpínskej obdukcii deformovaná a dezintegrovaná na melanž (I. DIANIŠKA—P. GREČULA 1979).



Obr. 9 MFA diagram

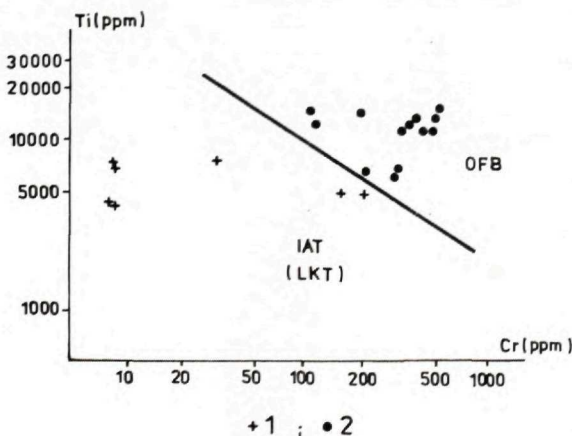
1 — metabazity fácie zelených bridlic rakoveckej skupiny (Š. BAJANÍK 1980);  
2 — metabazity a metaultramafity amfibolitovej fácie klátovskej skupiny (D. HOVORKA—P. IVAN 1981; D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981a/b; I. DIANIŠKA, nepubl. analýzy)

3. Metamorfná rekryštalizácia v podmienkach amfibolitovej fácie bola podmienená zvýšeným tepelným tokom uplatňujúcim sa v období intrúzie mladovarískych (permských) granitov gemerika. Tepelný tok sa uplatnil v horninovom súbore situovanom medzi dvoma geochemicko-teplnými bariérami (polohy s hojnými grafitickými bridlicami a kremencami, D. HOVORKA et al. 1979).

4. Horniny metamorfované v podmienkach amfibolitovej fácie nie sú súčasťou gemerika, ale predstavujú tektonický klin zo susedných štruktúrno-tektonických jednotiek (veporika?).

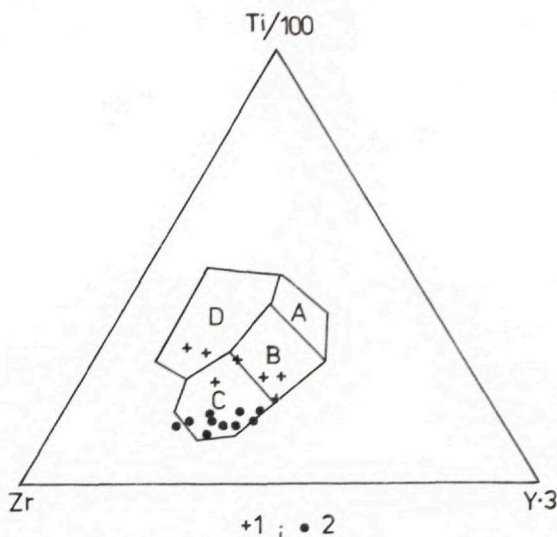
Pri interpretácii genézy treba brať do úvahy hlavne tieto znaky:

a) istú afinitu metamorfnej premeny k lineárnym tektonickým prvkom (zaznamenanú už L. ROZLOŽNÍKOM 1965), ktorá sa prejavuje v morfológickom (t. j. doskovitom) obmedzení metamorfného komplexu;



Obr. 10 Ti:Cr diagram (J. A. PEARCE 1975)

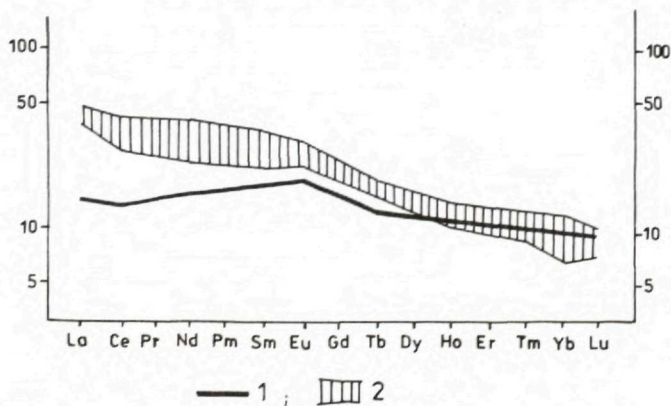
OFB — bazalty oceánskeho dna; IAT (LKT) — bazalty ostrovných oblúkov (nízkodraselné tholeiity); 1 — metabazity fácie zelených bridlic rakoveckej skupiny (Š. BAJANÍK 1980); 2 — metabazity amfibolitovej fácie klátovskej skupiny (D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1980)



Obr. 11 Ti/100:Zr:Y·3 diagram (J. A. PEARCE—J. R. CANN 1973)  
 AB — bazalty ostrovných oblúkov; BC — vápenato-alkalické bazalty; B — bazalty dna oceánov; D — vnútroplatinové bazalty; 1 — metabazalty fácie zelených bridlic rakoveckej skupiny (Š. BAJANÍK 1980); 2 — metabazalty amfibolitevej fácie klátovskej skupiny (D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981a)

b) úzku priestorovú väzbu metamorfítov s ultrabázickým materiálom, ako nepochybnou súčasťou metamorfovaného komplexu. Táto primárna väzba je jasná vzhľadom na fakty svedčiacie o synchronnej metamorfóze a na prítomnosť ultrabázického materiálu v nadložných konglomerátoch;

c) litologický a geochemický charakter protolitu na rozdiel od predstáv I. DIANIŠKU—P. GREČULU (1979) nepredstavuje (rovnako ako rakovecká skupina) typickú ofiolitovú sekvenciu. Zodpovedá skôr materiálu najvrchnejšej časti oceánskej kôry ovplyvňovanému klastickým materiálom blízkeho bloku s kontinentálnou kôrou (iniciálne štádium vývoja ostrovného oblúka (?), otvárajúci sa rift (?)). V prípade



Obr. 12 Distribúcia prvkov skupiny vzácnych zemín v metabazitoch staršieho paleozoika vnútorných Západných Karpát

1 — priemer dvoch analýz amfibolitov klátovskej skupiny (D. HOVORKA—J. SPIŠIAK 1981b); 2 — pole metabazaltov fácie zelených bridlic rakoveckej skupiny (analýzy 1, 3, 4 z práce Š. BAJANÍKA 1981)

rakoveckej skupiny bráni jej priradeniu k typickej ofiolitovej suite najmä prevaha vulkanoklastík nad efúziami bazaltov.

Podľa vyššie uvedených zistení metamorfóza metasedimentov a s nimi priestorove, časove i geneticky spätých metabazitov, metakarbonátov a metaultramafitov je variska. Alpínske procesy v severogemeridnej oblasti, resp. oblasti priliehajúcej k margeciánsko-Iubeníckemu lineamentu mali vrásovo-metamorfný charakter. Na horninových sekvenciách danej oblasti sa uplatnili dvojako : a) na metasedimentoch karbónu, len v menšej miere aj permu, ako prográdne metamorfne-rekryštalizačné procesy ; b) na metamorfitoch klátovskej skupiny mali tieto procesy regresívny (diaftoritický) charakter. Spôsobili vznik blastomylonitov (diaftoritov), pričom intenzita procesu nie je v celom súčasne známom rozšírení klátovskej skupiny rovnaká. Horniny klátovskej skupiny majú takto charakter polymetamorfitov.

Súčasnú predstavu o geodynamických podmienkach formovania metamorfítov oceánskej (resp. suboceánskej) kôry nám však poskytujú nasledovné možnosti interpretácie genézy klátovskej skupiny. Vzhľadom na fakty uvedené v predchádzajúcom sa ako najpravdepodobnejšie javia dva modely : I — metamorfóza podmienená obdukciou ofiolitovej dosky ; II — metamorfóza v zóne transformného zlomu.

Pri metamorfóze obdukujúcou ofiolitovou doskou sa vďaka jej zvyškovému teplu i teplu vznikajúcemu trením pod presunovou plochou formuje doskovité teleso metamorfítov. V tomto prípade na malú vzdialenosť klesá intenzita metamorfózy od podmienok granulitovej fácie po fáciu zelených bridlíc (S. KARAMATA 1975, E. D. GHENT—M. Z. STOUT 1981, J. G. SPRAY—J. C. RODDICK 1980). Pri tektonických pohyboch môže následne dôjsť k oddeleniu blokov podľa jednotlivých facií.

Metamorfóza v zóne transformného zlomu vzniká následkom vytvorenia styku presunutých segmentov oceánskych chrbtov s horninami, ktoré sú už od chrbta vzdialenejšie, a teda aj chladnejšie. Rovnako ako v prípade metamorfózy pri obdukcii sa tvorí doskovité teleso pozdĺž zlomovej plochy transformného zlomu. Intenzita metamorfózy dosahuje spravidla len stredný stupeň, pričom smerom od zlomu klesá (J. G. SPRAY—J. C. RODDICK 1981). Metamorfity vznikajúce v zóne transformného zlomu vykazujú tiež priestorový vzťah k ultrabázitom prenikajúcim ako protrúzie pozdĺž zlomových plôch. Do štruktúry kontinentálnej kôry sa diskutované metamorfity dostávajú následnými procesmi obdukčného typu.

Alochtonná pozícia metamorfítov klátovskej skupiny na sedimentárne-vulkanickom komplexe metamorfovanom v podmienkach fácie zelených bridlíc (rakovecká skupina) nevyhnutne nastoľuje otázku veku nasunutia klátovského príkrovu (sensu D. HOVORKA et al. 1984). Z látkovej spätosti zlepcov karbónu došbinskej skupiny a metamorfítov klátovskej skupiny vyplýva, že klátovský príkrov nadobudol alochtonnú pozíciu v alpínskom orogéne a patrí pravdepodobne do skupiny ranoalpínskych príkrovov predalpínskeho substrátu Západných Karpát.

## Záver

Ako už bolo spomenuté, protolitom metamorfítov amfibolitovej fácie (klátovskej skupiny) boli pravdepodobne horniny, ktoré sa formovali v najvrchnejších častiach oceánskej kôry pri súčasnom prínose klastogénneho materiálu z bloku s kontinentál-

ným typom kôry (resp. s kôrou prechodného typu). V prípade, že diskutované horniny vznikli mechanizmom obdukcie, bol ich materiál už v alochtónnej pozícii, pravdepodobne v akrečnej prizme ostrovného oblúka. V prípade, že metamorfity vznikli v zóne transformného zlomu, boli tiež následne obdukované na ostrovný oblúk (?). Konečnú formu vystupovania v čiastkovom príkrove nadobudli metamorfity počas intenzívnej prestavby tektonického plánu vnútorných Západných Karpát počas alpínskeho orogénu.

V súvislosti s definovanou klátovskou skupinou vystupuje do popredia aj problematika intruzívnych hornín typu gabier a dioriov opísaných v minulosti zo severogemeridnej zóny (Dobšina, Rudňany, Klátov). Z výsledkov štúdia L. ROZLOŽNÍKA (1965), I. DIANIŠKU—P. GREČULU (1979), D. HOVORKU et al. (1979), Š. BAJANÍKA—D. HOVORKU (1981), D. HOVORKU—J. SPIŠIAKA (1981) a D. HOVORKU et al. (1984) jednoznačne vyplýva, že v uvedených oblastiach nevystupujú intruzívne horniny typu dioritov a gabier, ale metamorfované horniny typu rúl a amfibolitov, hoci nevyklúčujeme, že časť amfibolitov mohla vzniknúť metamorfnou rekryštalizáciou gabier.

## Literatúra

- ABONYI, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemerid západne od štítnického zlomu. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 339—348.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát. Zv. 1. Vydav. SAV, Bratislava, 304.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Veda, Bratislava, 188.
- BAJANÍK, S. 1980: Devón Západných Karpát. Záverečná správa. Archív-Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAJANÍK, Š. 1981: Ku genéze staropaleozoických bazických vulkanitov gemerid. In: Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—66.
- BAJANÍK, Š.—HOVORKA, D. 1981: Amphibolite facies metabasites of the Rakovec Group (Lower Paleozoic, the Western Carpathians). Geol. Zbor. Geologica carpath., 32, Bratislava, 679—705.
- BAJANÍK, Š.—VOZÁROVÁ, A.—REICHWALDER, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy, 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—53.
- CAMBEL, B.—BAGDASARJAN, G. P.—VESELSKÝ, J.—GUKASJAN, R. CH. 1980: To problem of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath., 31, Bratislava, 27—48.
- DIANIŠKA, I.—GREČULA, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. Mineralia slov., 11, Bratislava, 405—427.
- GHENT, E. D.—STOUT, M. Z. 1981: Metamorphism at the base of the Semail ophiolite, Southeastern Oman Mts. J. Geophys. Res. B-86, Washington, 2 557—2 571.
- GREČULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, Bratislava, 221—246.
- GREČULA, P.—VARGA, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along geotraverse. Mineralia slov., 11 Bratislava, 289—297.
- HOVORKA, D.—MIHALOV, J.—ONDREJKOVIČ, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti Rudňan. Mineralia slov., 11, Bratislava, 481—507.
- HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J. 1981a: Coexisting Garnets and Amphiboles of Metabasites from Rudňany Area (The Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). Mineralia slov., 13, Bratislava, 509—525.
- HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J. 1981b: Petrografická a petrochemická charakteristika hornín ložiskovej oblasti Rudňan. Záverečná správa. Archív Geol. prieskumu Spišská Nová Ves.
- HOVORKA, D.—IVAN, P. 1981: A hydrothermal leaching of an ultrabasic body — a determinant phenomenon of the Co-Ni arsenides vein deposit genesis (Dobšina, West Carpathians). UNESCO Int.



- Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic Complexes East. Med., West Asia, and Comp. similar Metallog. Environment World. Athens, Oct. 9—11, 1980, Vol. 2, Athens, 172—184.
- HOVORKA, D.—IVAN, P.—SPIŠIAK, J. 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians — its position, origin and interpretation. *Mineralia slov.*, 16, Bratislava, 73—86.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.* 46, Bratislava, 51—85.
- IVAN, P.—HOVORKA, D. 1980: Co-Ni mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí: námety na vyhľadávanie. *Geol. Průzkum*, 8, Praha, 225—228.
- IVAN, P. v tlači: Metalogenetický význam ofiolitov Západných Karpát. In: *Typy kóry a nerastné suroviny* (M. Maheľ, Ed.). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- KAMENICKÝ, J. 1950: Petrografický profil štôlnou hydrocentrály v Dobšinej. *Archív katedry inž. geológie PF UK, Bratislava*, 1—14.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Die regional Metamorphose in dem Westkarpaten. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, Budapest, 3—13.
- KAMENICKÝ, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 19, Bratislava, 7—20.
- KAMENICKÝ, L.—MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdie fylitovodiabázovej série gemerid. *Geol. Práce, Zoš.* 45, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 111—180.
- KAMENICKÝ, J.—KRIST, E. 1969: Erläuterungen zur Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, Budapest, 9—20.
- KANTOR, J. 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from Klátov — Košická Belá area. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 31, Bratislava, 451—456.
- KANTOR, J.—BAJANÍK, Š.—HURNÝ, J. 1981: Radiometric dating of metamorphites of amphibolite facies from the Rudňany deposit, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 32, Bratislava, 335—344.
- KARAMATA, S. 1975: Analiza stanja alpinotipnih ultramafitskih masa u toku njihovac utiskivanja na osnovu dinamotermičkog kontaktnog metamorfizma okolnih stena. *Acta geol.*, 8, Zagreb, 85—106.
- KUSÁK, B.—HURNÝ, J. 1981: Stratiformné karbonáty a metasomatický siderit v ložisku Rudňany. *Mineralia slov.*, 13, Bratislava, 441—442.
- LEŠKO, B.—VARGA, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, Bratislava, 97—130.
- MAHEL, M.—BUDAY, T. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. *Academia, Praha*, 723.
- MAHEL, M. 1975: Postavenie gemerika. *Mineralia slov.*, 7, Bratislava, 33—52.
- MAHEL, M. 1983: Severogemerická synklinála a besnícky príkrov — príklady nadväznosti pri povrchových a hlbinných štruktúrnych elementov. *Mineralia slov.*, 15, Bratislava, 1—22.
- MANDÁKOVÁ, K.—DRNZÍKOVÁ, L.—HUDÁČEK, J. 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. *Mineralia slov.*, 3, 11, Spišská Nová Ves, 215—230.
- PAPP, K. 1916: A magyar biradalom vasérc és köszénkészslata. Budapest.
- PEARCE, J. A. 1975: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 26, Amsterdam 41—67.
- PEARCE, J. A.—CANN, J. R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, Amsterdam, 290—300.
- POPREŇÁK, J.—GRECULA, P.—MIHALOV, J. 1973: K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. *Mineralia slov.*, 5, Bratislava, 279—286.
- PREDOVSKIJ, A. A. 1970: Geochimická rekonstrukcia pravekého vulkanogenno-osadočného obrazovania dokembrija. *Apatity*, 1—115.
- ROZLOŽNIK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobschau (Dobsina). *Geol. hungarica, ser. Geol.*, 5, Budapest, 1—118.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. Vied, rad ZK*, 4, Bratislava, 95—147.
- ROZLOŽNÍK, O. 1970: Závěrečná zpráva z vyhľadávacieho prieskumu Fe-Cu rúd v Dobšinej. *Geofond, Bratislava*, 1—57.
- SIMONEN, A. 1953: Stratigraphy and sedimentation of the Svecofenidic early archaic supracrustal rocks in southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 160, Helsinki, 1—64.

- SNOPKO, L. et al. 1973: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. In: Ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Geofond, Bratislava.
- SNOPKO, L. 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniknutých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zoš. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—162.
- SCHMITT, R. A.—SMITH, R. H.—OLEHY, D. A. 1964: Rare earth, yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter — II. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, Amsterdam, 67—86.
- SPIŠIAK, J.—HOVORKA, D. v tlači: Coexisting Garnets and Biotites of Paragneisses from the Rudňany Area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol. 40, Bratislava.
- SPRAY, J. G.—RODDICK, J. C. 1980: Petrology and  $40_{Ar}/39_{Ar}$  geochronology of some helenic sub-ophiolite metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 72, Berlin, 43—55.
- SPRAY, J. G.—RODDICK, J. C. 1981: Evidence for Upper Cretaceous transform fault metamorphism in West Cyprus. Earth Plant. Sci. Lett., 55, Amsterdam, 273—291.
- VARGA, I. 1973: Mineralnyje asociacijy regional'noy metamorfizma i ich zonal'nost' v Spišsko-gemerskom rudohorii. Mineralia slov., 5, Bratislava, 115—134.
- VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. Geol. Vied, rad ZK, 10, Bratislava, 7—91.
- WINKLER, H. G. F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag, Berlin, 1—348.

J. Spišiak—D. Hovorka—P. Ivan

### **Klátov Group — the representative of the Paleozoic amphibolite facies metamorphites on the Inner Western Carpathians**

#### **Resumé**

For the Paleozoic complexes of the Inner Western Carpathians (Gemerides) metamorphic recrystallization of the greenschist facies conditions is characteristic. During the last years occurrences of metamorphites of the amphibolite facies were described in the mentioned zone. They have the character of paragneisses, amphibolites, crystalline limestones and antigorite serpentinites.

Paragneisses are the dominant rock type namely in the upper part of the discussed metamorphic sequence. They are both vertically and laterally replaced by amphibolites, which predominate in the lower part of the sequence. Crystalline limestones form intercalations namely in the amphibolite „zone“. Antigorite serpentinites are often intensively hydrothermally altered to carbonate-quartz-fuchsite rocks (listvenites). They form mostly lenses on the bottom of the discussed complex, and locally they are tectonically implated into overlying strata (amphibolites, gneisses, or even into overlying Carboniferous metasediments of the greenschist facies).

The thickness of the discussed sequence reaches 300—500 m. Characteristic is its subhorizontal position with local dip (mostly to the north) till 20°.

The basement of the discussed metamorphites of the amphibolite facies is the Lower Paleozoic of the Rakovec development. The locally observed contact plane between the Rakovec Group Paleozoic and the metamorphites of the amphibolite facies, which we designate as the Klátov Group, is characterized by the development of subhorizontally oriented zone of tectonic crushing and blastomylonitization. Overlying rocks have the character on metaconglomerates of so called Brindt-Rudňany type passing vertically to sandstones (both strata belonging to Upper Carboniferous). Characteristic feature is the prevalence of the material of the rocks of the Klátov Group in the Brindt-Rudňany metaconglomerates. The mentioned facts indicate that the age of metamorphites of the Klátov Group is that of Lower Paleozoic — Lower Carboniferous. The amphibolite facies metamorphites of the Klátov Group, together with the overlying Upper Carboniferous (Dobšiná Group), form the nappe which belongs to the alpine nappes of the pre-Mesozoic substratum of the Western Carpathians region (HOVORKA et al., in print).

Translation: H. Budajová

Ján Kuráň

## **Dvadsaťpäť rokov od vzniku zjednotenej geologickej služby a výsledky práce geológie v Slovenskej socialistickej republike**

Po IX. zjazde KSČ sa na začiatku päťdesiatych rokov začali u nás budovať samostatné geologické organizácie. V tom čase vznikli na Slovensku: Uhoľný prieskum, n. p. Turč. Teplice, Západoslovenský rudný prieskum, n. p. Turč. Teplice, Východoslovenský rudný prieskum, Spišská Nová Ves, Zemevtrné závody, n. p., Žilina a Nerudný prieskum, n. p. Brno, závod Trenčín.

Už od začiatku päťdesiatych rokov pracoval podnik Čsl. naftové doly Hodonín, ktorý tiež vykonával geologický prieskum na ropu a zemný plyn, a Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave. Uránový geologický prieskum zabezpečovali Uranové doly v Jáchymove. Všetky tieto organizácie boli podriadené jednotlivým rezortom, vykonávali všetky geologické práce na overenie zásob nerastných surovín až po záverečné správy a výpočty zásob. V tomto období došlo nielen k vybudovaniu materiálo-technickej základne geologických organizácií na tú dobu pomerne moderných, ale hlavne k overeniu a preskúmaniu veľkého množstva nových zásob, predovšetkým uhlia, ropy, zemného plynu a rúd, čím sa vytvorila základňa pre rozvoj a zabezpečenie ťažby nerastných surovín v šesťdesiatych a čiastočne aj sedemdesiatych rokoch.

V roku 1958 bol zriadený Ústredný geologický úrad, na jednotlivých ministerstvách boli zrušené hlavné správy geologického prieskumu a geologické výskumné a prieskumné organizácie boli organizačne včlenené do novozriadeného geologického úradu. Na Slovensku vznikli z bývalých štyroch hospodárskych organizácií dva nové podniky, a to

— Geologický prieskum, n. p., so sídlom najskôr v Turčianskych Tepliciach, neskôr bolo podnikové riaditeľstvo presťahované do Spišskej Novej Vsi,

— Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., so sídlom v Žiline, so závodmi v Prahe a Brne.

Geologický ústav v Bratislave zostal ako pobočka Ústredného geologického ústavu v Prahe.

Vytvorili sa tak podmienky pre komplexný geologický výskum a prieskum štátneho územia v rámci jedného rezortu a ďalej sa prehĺbilo formovanie geológie ako samostatného národohospodárskeho odvetvia.

Vývoj v rámci nového rezortu však nebol priaznivý, pretože sa obmedzil, ba prakticky až zrušil geologický prieskum na uhlie, prerušili sa geologické práce na niektoré druhy rudných surovín, ako bol napr. antimón a zlato, ktoré programy sa nezačínali, a došlo k obmedzeniu geologického prieskumu aj v klasických ťažobných rajónoch. Dokladom toho je fakt, že v roku 1969 bol objem geologických prác zo štátneho rozpočtu v rudnej problematike na Slovensku len 47,8 mil. Kčs. Pozitívom tohto obdobia bolo, že na Slovensku sa značne rozšíril geologický prieskum nerudných surovín, inžinierskogeologický prieskum a začal sa výskum podzemných vôd.

Materiálno-technická základňa geológie stagnovala, o čom svedčí fakt, že vybavenosť základnými prostriedkami na pracovníka organizácií na Slovensku bola v roku 1969 veľmi nízka, len 65 000 Kčs.

Zaostal aj geologický prieskum na ropu a zemný plyn. Svedčí o tom niekoľko čísiel. Ak na ropu a zemný plyn hlbinná metráž v roku 1958 bola 152 389 bm, tak v roku 1969 poklesla na 83 334 bm. V roku 1958 bolo celkom v prevádzke v naftovom priemysle 44,2 súprav, v roku 1969 poklesol ich počet na 22,7, pričom odvrt na súpravu a rok z 3 446 bm v roku 1958 stúpol v roku 1969 na 3 673 bm. Ťažba ropy stúpila zo 111,9 tis. ton v roku 1958 na 210,3 tisíc ton v roku 1969 a ťažba zemného plynu z 1,135 mld m<sup>3</sup> v roku 1958 poklesla v roku 1969 na 1,059 mld m<sup>3</sup>. Priaznivo sa vyvíjali prírastky zásob. Za uvedené obdobie to bolo priemerne ročne v rope 248,8 tis. ton a v zemnom plyne 671,3 mil. m<sup>3</sup>.

V roku 1969 pri federatívnom usporiadaní štátu vznikli z bývalého Ústredného geologického úradu národné geologické úrady — Český geologický úrad pre územie Českej socialistickej republiky a Slovenský geologický úrad v Slovenskej socialistickej republike.

Slovenský geologický úrad hneď na začiatku sedemdesiatych rokov postavil novú koncepciu rozvoja geologického výskumu a prieskumu, a to rovnako pokiaľ ide o rozvoj surovínovej základne, ako aj materiálno-technické zabezpečenie organizácií SGÚ. O tom, že sa mnohé podarilo riešiť, svedčí skutočnosť, že vybavenie strojmi a zariadeniami na jedného pracovníka v organizáciách SGÚ stúpilo v roku 1983 na 166 000 Kčs, zvýšilo sa teda oproti roku 1969 na 2,5 násobok.

Pri pohľade späť na uplynulých 25 rokov zjednotenej geológie v ČSSR uvádzame hlavné výsledky, ktoré sa dosiahli v geológii SSR.

### **Geologický výskum**

Po roku 1958 sa GÚDŠ orientoval na systematický geologický výskum s hlavnou úlohou objasňovať základné zákonitosti geologickej stavby Západných Karpát spojenou so zostavovaním geologických, metalogenetických a hydrogeologických máp. Táto etapa vyústila v 60-tych rokoch do zostavenia prehľadných geologických máp a máp nerastných surovín celého územia ČSSR v mierke 1:200 000. Dielo posunulo na vyššiu úroveň poznanie geologického vývoja a nerastného bohatstva nášho štátu.

V ďalšej etape sa prišlo k zostavovaniu podrobných máp v mierke 1:25 000 a 1:50 000 v rôznych oblastiach Slovenska, ktoré sú z hľadiska riešenia geologických

problémov a rozširovania surovínovej základne dôležité. Celkove od ukončenia edície generálnych geologických máp bolo zostavených 279 listov základných geologických máp 1 : 25 000, čo predstavuje plochu priližne 45 % územia SSR a 15 máp regiónov pohorí a kotlín 1 : 50 000, ktoré reprezentujú približne 30 % plochy územia SSR.

Poznatky získané regionálnym geologickým výskumom spojeným s geologickým mapovaním a celkový rozvoj geologickej výskumnej základne SSR umožnili postupne zameriavať geologický výskum na riešenie problematiky rudných ložísk, hydrogeológie, geotermálnych zdrojov, ropy a zemného plynu a inžinierskej geológie.

V rámci geologického ložiskového výskumu boli objavené nové typy nerastných surovín. Sú to polymetalické a medené rudy v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, volfrámové rudy na južnom svahu Nízkych Tatier, indicie niektorých rúd v oblasti styčnej zóny gemeríd a veporíd.

Prognózne bol zhodnotený pruh antimónových rúd v Slovenskom rudohorí medzi Betliarom a Čučmou.

Výskum ropoplynosnosti bol zameraný na vyčlenenie a prognózne zhodnotenie netradičných mimopanvových oblastí z hľadiska možnosti akumulácie prírodných uhľovodíkov. Boli vyčlenené hlbinné štruktúry perspektívne na výskyt ropy a zemného plynu a pristúpilo sa k ich postupnému overovaniu.

V rámci hydrogeologického výskumu boli zostavené základné hydrogeologické a hydrochemické mapy 1 : 200 000 z celého územia Slovenska (13 listov), ktoré sú základom pre bilanciu využiteľných zásob podzemných vôd a pre usmernenie všetkých nadväzných hydrogeologických prác.

Zhodnotené boli základné hydrogeologické pomery, vymedzené boli vodohospodársky prognózne oblasti a vyčíslené prognózne zdroje podzemných vôd v 14-tich rajónoch SSR. Overené zdroje predstavujú 1 100 l . s<sup>-1</sup> podzemných vôd využiteľných pre zásobovanie a ďalších 8 000 l . s<sup>-1</sup> prognózných zdrojov.

V rámci výskumu geotermálnych zdrojov boli vyčlenené perspektívne oblasti a v niektorých realizované výskumné geotermálne vrty. Zhodnotená bola oblasť komárňanskej kryhy a pred ukončením je výskumná etapa oblasti centrálnej depresie podunajskej panvy. Doteraz bolo overených 220 l . s<sup>-1</sup> termálnych vôd s teplotami nad 40 °C, čo predstavuje tepelný výkon približne 30 MW.

Geologický výskum riešil tiež rad problémov súvisiacich s výstavbou energetických a vodohospodárskych stavieb, s ochranou životného prostredia a pod.

Rozsah a kvalita geologických informácií sa v geologickom výskume postupne zvyšovala s jeho rozvojom, modernizáciou prístrojového vybavenia, zavádzaním nových progresívnych metód. Pri riešení úloh sa začali intenzívnejšie uplatňovať nové geofyzikálne metódy, geochemické a analytické metódy umožňujúce komplexnejšie hodnotenie nerastných surovín, vrátane vzácnych a stopových prvkov.

V širokej miere sa využíva geochronológia, štúdium mikrofáz bez deštrukcie vzoriek na mikrosonde a chromatografické metódy pri úlohách spojených s ochranou životného prostredia.

Podstatne sa prehĺbila koordinácia výskumných plánov s plánmi nadväzných geologickoprieskumných prác a vo viacerých prípadoch sa pristúpilo k spoločnému tímovému riešeniu problémov.

Vládnym výborom pre geológiu bol v roku 1954 ustanovený s pôsobnosťou pre Slovensko Geofond Bratislava. Slovenský geologický úrad rozhodnutím zo dňa 24. apríla 1969 vyčlenil Geofond v Bratislave ako samostatnú rozpočtovú organizáciu zaradenú do centrálne riadenej výskumno-vývojovej základne. Možno konštatovať, že najväčší rozvoj Geofondu spadá do obdobia po roku 1970. Kým v roku 1954 zamestnával štyroch pracovníkov, v roku 1983 ich mal už 59.

Rozvoj Geofondu prebiehal vo všetkých smeroch, a to ako po stránke personálnej, tak aj materiálnej, čím nastalo rozšírenie a skvalitnenie odbornej práce.

Okrem hlavných činností vplývajúcich zo štatútu plní Geofond úlohy v oblasti tvorby archívnych zdrojov, vedeckotechnických informácií, územného plánovania, spolupracuje pri riešení výskumných úloh a je tiež ich samostatným riešiteľom.

### **Geologický prieskum**

Vznikom Ústredného geologického úradu sa sústredili aj sily slovenskej geológie, vytýčili sa komplexnejšie úlohy a geologické riešenia jednotlivých problematík. Prvou komplexnou geologickou akciou bola GEO-60, ktorá bola inventarizáciou stavu geologického riešenia výskumu a prieskumu v ložiskovej geológii s určením ďalších ciest riešenia a s návrhom geologických prác. Bol to vlastne prvý pokus prognózovania do mapových listov v mierke 1 : 200 000.

V ďalšom sa pokúsime zhodnotiť jednotlivé problematiky počas 25-ročného obdobia aj s hlavnými prínosmi pre národné hospodárstvo.

### **Tuhé palivá**

Dokončovali sa predbežné a podrobné prieskumy na ložiskách v Handlovej, Novákoch a juhoslovenskej uhoľnej panve, ako aj vyhľadávacie prieskumy na zistenie nádejnosti územia Slovenska na nové zásoby uhlia. Objem prác sa neustále znižoval a bol po roku 1964, až na malé prieskumné dooverovania v ťažobných revíroch, prerušený. Ovplyvnil to názor o neekonomickej ťažbe tuhých palív na Slovensku. Až po krízových rokoch, po roku 1970, sa začal robiť prieskum v oblasti Gbely, a potom sa rozšíril na riešenie uhľonosnosti celého Slovenska. Možno konštatovať, že dosiahnuté výsledky prieskumných prác umožnili po roku 1958 zvýšiť ťažbu uhlia v roku 1983 na 2,3-krát. Pritom vo výstavbe je nové ložisko Gbely, začalo sa ťažiť v Cígli, v nových závodoch Bane Dolina. Nádejnou sa javí preskúmaná oblasť antracitového ložiska Veľká Trňa a lignitu na Záhorí. Za celé obdobie sa preskúmalo približne 320 mil. ton zásob uhlia.

### **Zemný plyn a ropa**

Do roku 1969 bol v ČSSR celoštátny podnik, ktorý okrem ťažby realizoval aj prieskumné práce. Prieskum sa zamerával hlavne na neogén viedenskej panvy,

Podunajskej nížiny a východného Slovenska. V 50-tych rokoch bola priemerná hĺbka vyhľadávacích vrstiev 1,8 km s maximom do 3 km, v súčasnosti sa realizujú vrty do 6 km, i keď s problémami v realizácii, a hlavne v komplexnom hodnotení. V riešení sa prešlo hlavne po roku 1970 na problémy predneogénnych oblastí a napriek technickým nedostatkom sa dosiahol celý rad úspechov.

Vo viedenskej panve sa na ložiskách Závod, Borský Jur, Šaštín našlo 12 mil. ton prepočítaného paliva (hlavne zemný plyn) v kategórii C<sub>2</sub>, z čoho už vyše 3 mil. ton je v priemyselných zásobách. Zistilo sa ložisko gazolínu a plynu v Lipanoch a získal sa celý rad nových indícií.

## Rudné suroviny

Na dobývaných ložiskách rudných surovín sa okolo roku 1958 dokončovali prieskumné práce na priame smerné pokračovanie, aby sa zvýšili zásoby pre ťažbu. V tom čase sa ťažili aj neekonomické typy rúd, išlo hlavne o žilné typy sideritov a malé ložiská farebných kovov.

Ovplyvnili to embargové podmienky zo strany kapitalistických štátov. Po uvoľnení embarga sa začalo na naše rudy pozerat príliš ekonomizujúco a vzhľadom na vtedy platné svetové ceny a možnosti dovozu sa prieskum postupne na tradičných typoch obmedzoval. Ako prvý sa odstaviť prieskum antimonitových rúd, a potom postupne ďalšie. Začali sa vyhľadávať metasomatické typy rúd a v tradičných oblastiach stredoslovenských neovulkanitov a Spišsko-gemerského rudohoria sa riešili zásadné koncepčné otázky. V SGR to prešlo do geologicko-ložiskovej štúdie, v ktorej sa zhodnotila súčasná situácia a navrhli sa celkové prognózy a koncepcia ďalšieho prieskumu.

Týmito prácami sa prehĺbilo spracovávanie geologických podkladov, zaviedli sa nové metódy, problémy sa detailnejšie spracovávali chemicky, geochemicky, metalogeneticky a pod. Objavili sa nové zrudnenia cínu, volfrámu, ortuti, nové impregnačné a žilnikové typy zrudnenia kovov medi, olova, zinku. Vo veľkej miere sa začala využívať geofyzika v celom komplexe metodík a pre jej nedostatok v ČSSR sa v 5. a 6. päťročnici dovážali tieto práce z Poľskej ľudovej republiky.

Objemy prác v rudnej problematike boli pri vzniku SGÚ nízke a činili 47,8 mil. Kčs, za rok 1982 to bolo už 285 mil. Kčs.

Realizovanými prácami sa vytvorili nové prognózy a odovzdali sa nové prírastky zásob pre ťažené ložiská Banská Štiavnica, Hodruša, Rudňany, Rožňava-Mária, Dúbrava a v poslednom čase i Slovinky a Pezinok. Vybudovali sa nové závody (alebo sa budujú) Špania Dolina, Nižná Slaná, Malachov-Veľká studňa, do ťažby sa odovzdáva Dubník. Našli sa nové zrudnenia cínu na ložisku Hnilec — Medvedí potok, volfrámu — Jasenie-Kyslá, olova, zinku a medi v Zlatej Bani, medi v Zlatne a Novoveskej Hute.

V problematike rúd sa predpokladá aj hlavný nárast objemov a ročný objem by mal prekročiť v 8. päťročnici 500 mil. Kčs. Je však predpoklad, že okolo roku 2000 by mohol podstatne stúpnuť podiel využívaných domácich kovov na celkovej potrebe, čo by umožnilo znížiť ich dnešný vysoký dovoz.

## Nerudné suroviny

Okolo roku 1958 neboli na Slovensku skúsenosti s riešením nerudnej problematiky. Postupne sa zaškolili vybrané kádre, vybudovali sa laboratóriá a začali sa riešiť nové problematiky: perlity, bentonity, keramické suroviny, čadiče, kaolíny, sadrovce a anhydrity, dekoračné kamene, abrazívne a brúsne suroviny a v poslednom čase zeolity. Väčšina z týchto druhov surovín skončila s pozitívnymi výsledkami a dala vznik novým priemyselným odvetviam Slovenskej socialistickej republiky.

V tradičných stavebných surovinách sa vykryli hlavné potreby stavebníctva, hľadali sa možnosti pre rajónové spotreby. V cementárskych a tehliarskych surovinách je základňa prakticky doriešená a dostatočná; dokončuje sa riešenie problémov, ktoré sa týkajú drveného a ťaženého kameniva, tu však treba citlivo pristupovať k zaberaniu pôdneho a lesného fondu.

Vynikajúce výsledky sa dosiahli v geologickom prieskume magnezitov na východnom a strednom Slovensku, čím sa vytvoril predpoklad pre zvýšenie ťažby magnezitov v ČSSR, pričom terajšou ťažbou je naša republika na 4. mieste na svete. Pre osemdesiate roky pripravil SGÚ nový geologický prieskum ložísk magnezitov, a to pre ich smerné a hĺbkové pokračovanie.

## Hydrogeológia a inžinierska geológia

V začiatkoch zjednotenej geológie sa plnili požiadavky na prieskum podľa želaní a objednávok investorov. Realizovali sa prieskumy pre výstavbu vodných a energetických diel, pre líniové stavby, najmä diaľnicu, pre zabezpečenie pitných podzemných vôd, pre hlavné mestské aglomerácie, pre riešenie problémov rozvoja kúpeľov a žriadiel, pre projektovanie veľkých priemyslových centier (Žiar nad Hronom, VSŽ Košice, Duslo Šaľa, Huta Krompachy a pod.).

Až po roku 1966 sa začínajú riešiť niektoré problematiky zo štátneho rozpočtu. V prvom rade išlo o regionálne riešenie hydrogeologických rajónov z hľadiska zásob podzemných pitných vôd, ďalej o riešenie ochranných pásiem kúpeľov a žriadiel. V roku 1970 sa na obnovenom zosuve v Handlovej začal realizovať prieskum a jeho sanácia. Pri vzniku SGÚ sa na tieto problematiky v r. 1969 vynaložili práce zo štátneho rozpočtu v objeme 9,1 mil. Kčs a v roku 1982 sa už realizovali práce takmer za 50 mil. Kčs.

V poslednom období sa zo štátneho rozpočtu riešia nové problematiky, ako je spracovávanie inžinierskogeologických máp pre urbanistické a iné účely, riešenie priemyselných a komunálnych odpadov, ochrana podzemnej vody pred znečistením a náročné práce pre výstavbu jadrových elektrární. Dokončujú sa práce na vodnom diele Gabčíkovo-Nagymaros, prieskumy pre rýchlodráhu v Bratislave a pre záchranu kultúrnych pamiatok v Kremnici, Banskej Štiavnici a ďalšie.

Je treba konštatovať, že na prehĺbenie zloženia prieskumných zámerov boli v SGÚ vybudované také kádrové, laboratórne, technologické a vyhodnocovacie kapacity, ktoré v zásade zabezpečujú úspešnú realizáciu úloh a dosiahnutie plánovaných cieľov. Je však treba ešte mnohé dobudovať, rozšíriť a prehĺbiť, ako napr. geofyzikál-



ne práce vlastnými kapacitami, laboratórne vyhodnotenie organických znečistení a nepriame ig skúšky najmä skalných hornín a pod.

## Rozvoj zahraničných stykov

Paralelne s rozvojom SGÚ a rezortu a v súlade s celkovými tendenciami rozvoja národného hospodárstva nášho štátu rástlo aj zapojenie slovenskej geológie do medzinárodnej deľby práce a zahraničné styky SGÚ. Od roku 1970 sa ich celkový rozvoj na základe uskutočnených zahraničných ciest zdesaťnásobil. Tiež devízové prostriedky poskytované Ministerstvom financií SSR na zahraničné pracovné cesty vzrástli za uvedené obdobie na trojnásobok.

Dvojstrannú vedeckotechnickú spoluprácu sme v roku 1969 realizovali iba s Maďarskou ľudovou republikou. V nasledujúcich rokoch sa však začala rýchlo rozširovať podpisom prvej dohody s Bulharskou ľudovou republikou v roku 1971, obnovením dohody s Rumunskou socialistickou republikou v roku 1974 a uzatvorením prvej dohody so Socialistickou federatívnou republikou Juhoslávie v roku 1976. Dvojstranná vedeckotechnická spolupráca prináša rad pozitívnych výsledkov, ako napr. bola spoločná mapa stavebných surovín pohraničných oblastí ČSSR a MLR. Tiež riešenie geologickej stavby pohraničných oblastí Slovenska susediacich s Rakúskom, Poľskom a ZSSR by bolo nemysliteľné bez tesnej spolupráce. Spolupráca s BLR v metodike vyhľadávania skrytých ložísk farebných kovov priviedla k prvým objavom volfrámovej mineralizácie. Obrovský význam pre nás mala spolupráca so ZSSR tak v oblasti metodiky geologických prác a expertných posúdení, ako aj v dodávkach prieskumnej techniky, na ktorú sme sa prednostne orientovali.

V oblasti mnohostrannej spolupráce členských krajín RVHP, ktorá je koordinovaná ČGÚ, sa odborníci SGÚ približne od roku 1973 významne podieľali na riešení otázok geológie a metalogenézy Karpatsko-balkánskej a kaukazskej zóny a na zdokonaľovaní metodiky prognózovania skrytých ložísk. V 7. päťročnici sú najaktívnejšie zapojení do spolupráce na úseku zostavovania metalogenetickej mapy európskych štátov RVHP, prognózných máp a problematiky vyhľadávania zdrojov geotermálnej energie. Naši odborníci z väčšej časti realizovali multilaterálnu dohodu akadémií vied socialistických krajín v rámci problematiky geosynklinárnych procesov a vzniku zemskej kôry a intenzívne sa zapájali do projektov medzinárodnej geologickej korelácie a činností medzinárodných organizácií. V súčasnosti aktívne pracujú na desiatich projektoch a ďalší nový projekt budú viesť na medzinárodnej úrovni.

V oblasti hospodárskej spolupráce za dobu existencie rezortu sa zaznamenal rýchly rozvoj a vývoz geologických prác do nesocialistických štátov, ktorý dosiahol v roku 1982 výšku 20 mil. Kčs (FCO). Doteraz rezort vyvážal geologické práce do Sudánu, Zambie, Juhoslávie, Jemenskej ľudovodemokratickej republiky, Poľska a Nigérie. Dovážali sme geologické a geofyzikálne práce z Poľska a MLR. V rámci technickej pomoci pôsobilo okolo 70 našich expertov v 16 rozvojových krajinách.

## Rozvoj rezortu Slovenského geologického úradu

Rozvoj rezortu SGÚ v rozhodujúcich ekonomických ukazovateľoch zaznamenal od roku 1958 vysoký vzrast. Výkony v roku 1983 celkove vzrástli oproti roku 1958 o 476 mil. Kčs, t. j. s indexom 5,3, z čoho bolo od roku 1969 až 80 %.

Počet pracovníkov sa v roku 1983 zvýšil oproti roku 1969 o 1 058.

Produktivita práce z výkonov celkove vzrástla oproti roku 1958 indexom 4,7. Vysoký vzrast produktivity práce bol zabezpečený hlavne modernizáciou strojov a zariadení, vybudovaním nových moderných výrobných hál.

Objem základných prostriedkov v hospodárskych organizáciách v roku 1958 predstavoval ani nie 100 mil. Kčs, avšak v roku 1983 sa zvýšil až na sedemnásobok, z toho stavby 225 mil. Kčs, pričom v roku 1969 zostatková hodnota základných prostriedkov bola 102,3 mil. Kčs.

Vybavenosť strojnými základnými prostriedkami na pracovníka stúpla z 39 tis. Kčs v roku 1969 na 109 tis. Kčs v roku 1983. Zo strojných investícií sa najväčšia pozornosť venovala obnove a rozšíreniu vrtných súprav. Pri zabezpečovaní strojov a zariadení je orientácia prevažne na štáty RVHP a v rámci špecializačných zmlúv na ZSSR.

V oblasti technického rozvoja sa postupne vybuodovali nesamostatné pracoviská vedeckovýskumnej základne, v rámci ktorých sa riešia početné rezortné a podnikové úlohy. Súčasne v tejto oblasti pracuje 24 pracovníkov a objem neinvestičných výdavkov činí 8 mil. Kčs.

Priemerný zárobok v roku 1958 činil 1 556 Kčs v roku 1983 vzrástol indexom 2,0 a dosahuje 3 119 Kčs. Predstih rastu produktivity práce z výkonov celkom pred priemerným zárobkom činí 270,8 boda.

V skutočnosti bol vytvorený zisk roku 1958 v cenách roku 1958 vo výške 19 mil. Kčs. Po prepočítaní skutočnosti r. 1958 na ceny platné od roku 1977, bol vyprodukovaný zisk vo výške 15 mil. Kčs. Index rastu zisku činí 7,9, čo je najväčšie tempo rastu zo všetkých ukazovateľov.

Úspešný rozvoj geologického odvetvia a praktické výsledky jeho práce v prospech výstavby socializmu v Československu sú neodmysliteľné od profesionálnej zručnosti jednotlivcov, pracovných kolektívov, bez vynikajúcich výkonov a pracovného hrdinstva. Po zásluže sú ich nositelia pravidelne pri rôznych príležitostiach a oslavách oceňovaní pracovnými uznaniami až po najvyššie štátne vyznamenania. Bez nich, ich osobného príkladu, bez uvedomelého pracovného nadšenia si nemožno predstaviť ani ďalší rozvoj, preto im všetkým patrí naša úcta a poďakovanie a všetkým nám želanie, aby sme pri tom revolučnom mladíckom eláne, s akým sme samostatné odvetvie geológie začali pred štvrtstoročím budovať, vydržali.

A. Meskó *Digital Filtering Applications in Geophysical Exploration for Oil*.

Akadémiai Kiadó, 636 str., 334 obr., 35 tab., Budapest 1984.

Prof. ATTILA MESKÓ z katedry geofyziky Univerzity Loránda Eötvöse v Budapešti se zabývá už více než 20 let aplikací spektrální analýzy (hlavně digitální filtrace) při interpretaci tíhového a magnetického pole. Velmi známé jsou především jeho pionýrské práce z let 1965 a 1966, kterými prakticky ve světě začala éra filtrací potenciálních polí s využitím aparátu Fourierovy transformace. V těchto pracech A. Meskó analyzoval tehdy známé filtrační postupy jako Griffinovy „reziduály“ a I. a II. vertikální derivace tíže. Ukázal na nedostatky těchto postupů a navrhl postupy nové, kde filtry se odvozují pomocí Fourierovy transformace a při výpočtu se užívá počítačů. Žel i po 20 letech se u nás stále analýzy pomocí těchto primitivních „ručních“ filtrů stále objevují.

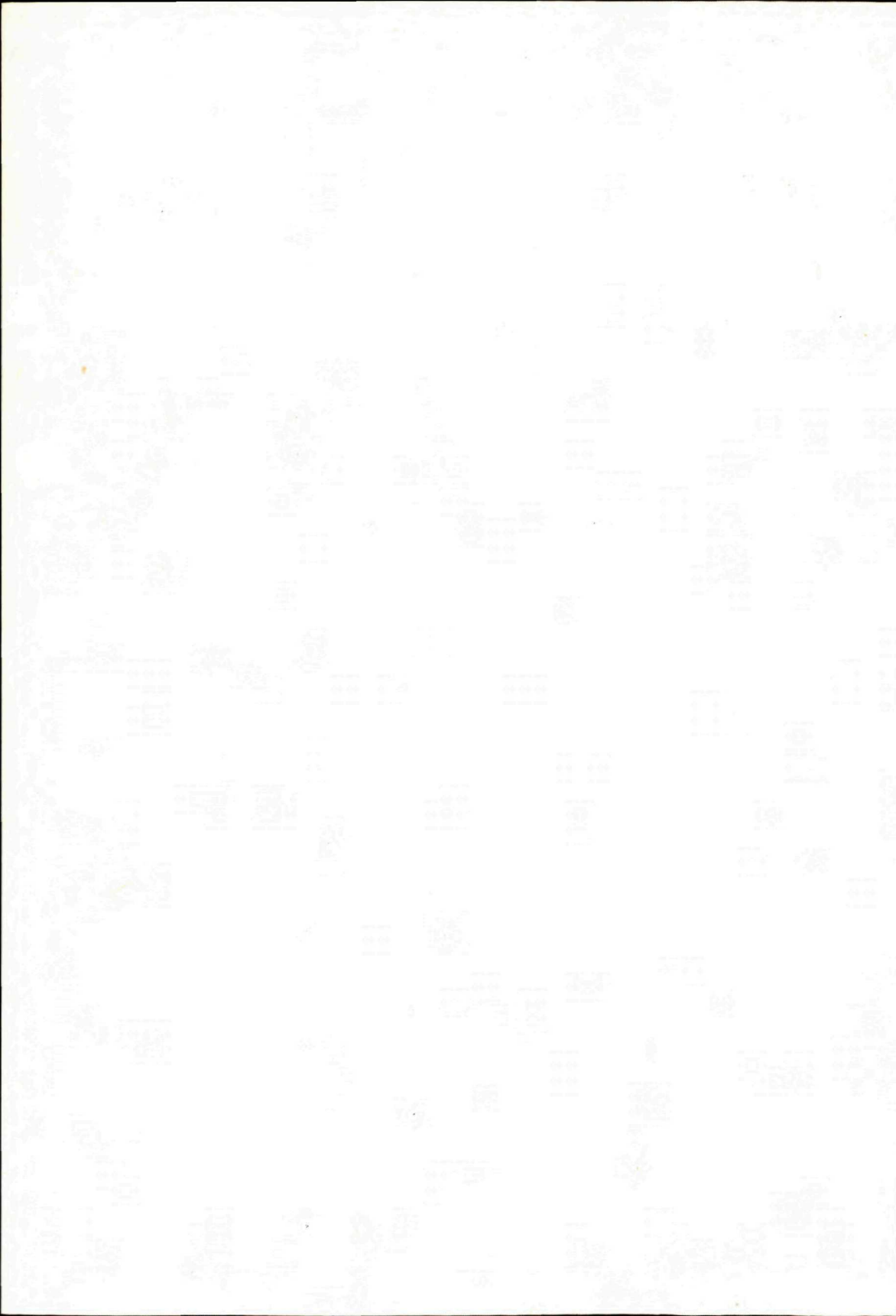
Po 20 letech výzkumu se uvážlivý prof. Meskó rozhodl napsat monografii na stále velmi aktuální téma číslicové filtrace a jejího užití při geofyzikálním vyhledávání živic. Jeho dílo obsahuje přes 600 stran a je patrně tím nejlepším, co bylo o tomto tématu kdy ve světě napsáno. Dříve známé monografie z oboru spektrální analýzy byly dělány většinou pro seizmiku (Bath, Kulhánek, Kanasevicz aj.) a dotýkaly se filtrace potenciálních polí pouze okrajově. Meskóvo dílo je tedy unikátem a to velmi zdařilým.

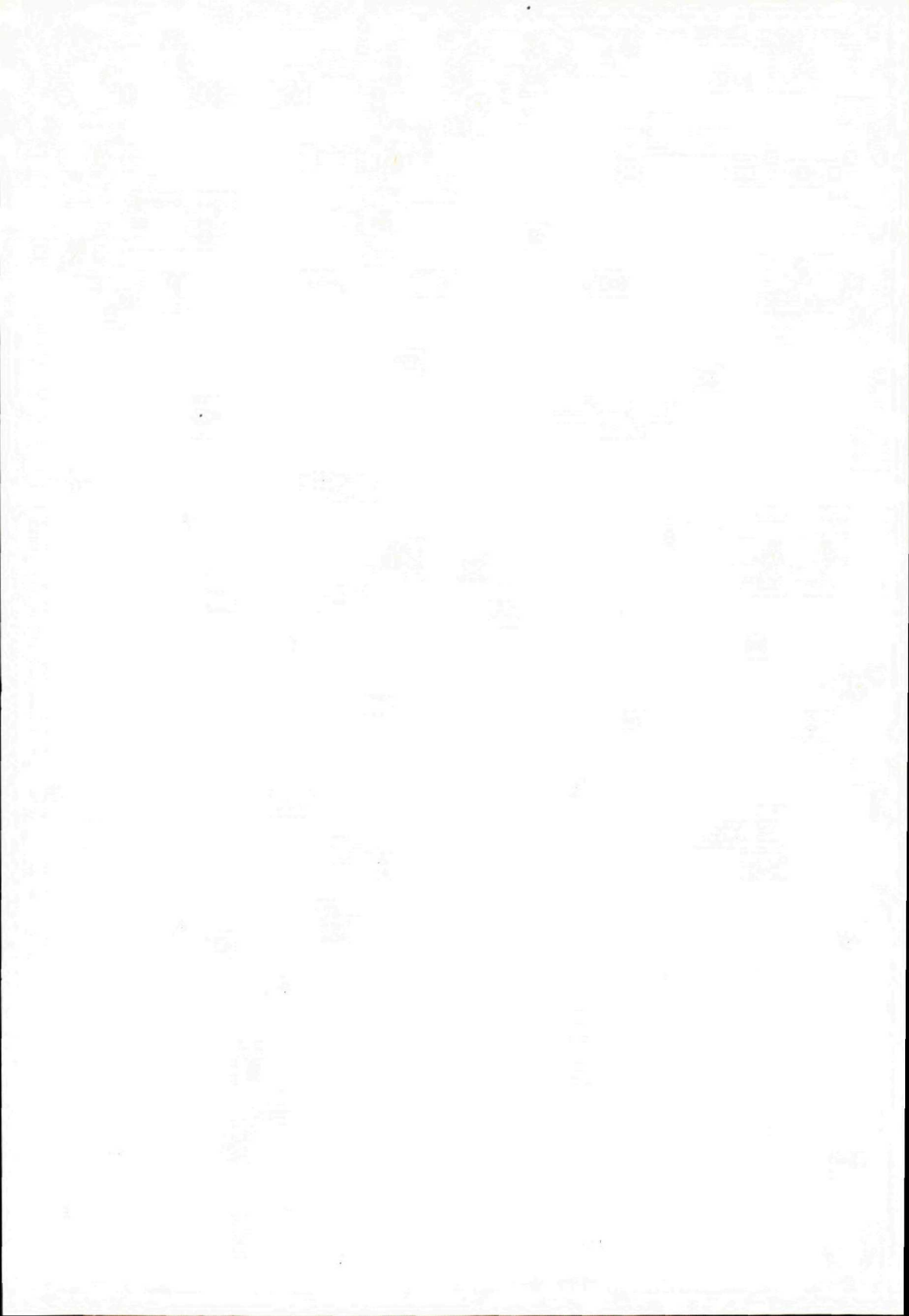
Knih se v zásadě zabývá zásadními postupy digitální filtrace a s nimi spojenými problémy jako korelační a spektrální analýza a ilustruje jejich přínos při geofyzikální interpretaci na naftu a plyn. Části 1 a 2 popisují základy filtrace a mohou být využity i mimo geofyziku. Část 1 je věnována deterministickým filtrům a různým technikám pro zavedení filtrů včetně metod pracujících v časové (vlnové) oblasti, ve frekvenční (vlnové číslové) oblasti a v z. oblasti. Část 2 je věnována optimálním filtrům.

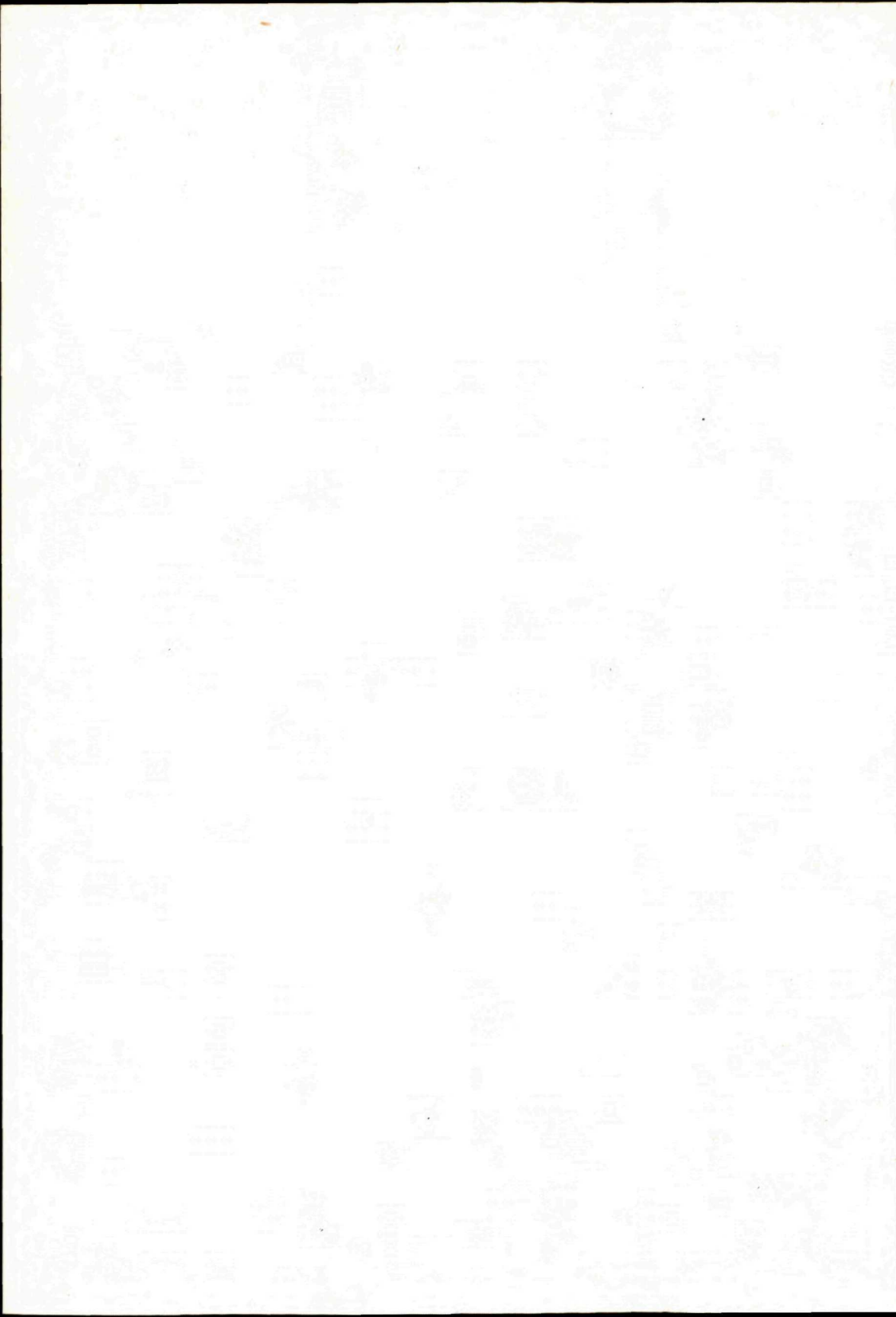
Část 3, která je z interpretačního hlediska nejdůležitější ukazuje, jak filtraci použít v praxi při interpretaci potenciálních polí. Prof. Meskó správně ukazuje jaké bohatství je skryto v mapách potenciálních polí a jak je lze využít. Úspěchy jeho interpretací v maďarských naftových oblastech to jen potvrzují.

Závěrem možno říci, že kniha prof. A. Meska je výrazný počín ve směru zavádění progresivních filtračních dat do interpretační praxe při hodnocení map potenciálních polí. Stojí za přečtení a neměla bychybět v žádné knihovně pracovníků, kteří se zabývají interpretací potenciálních polí.

Čestmír Tomek

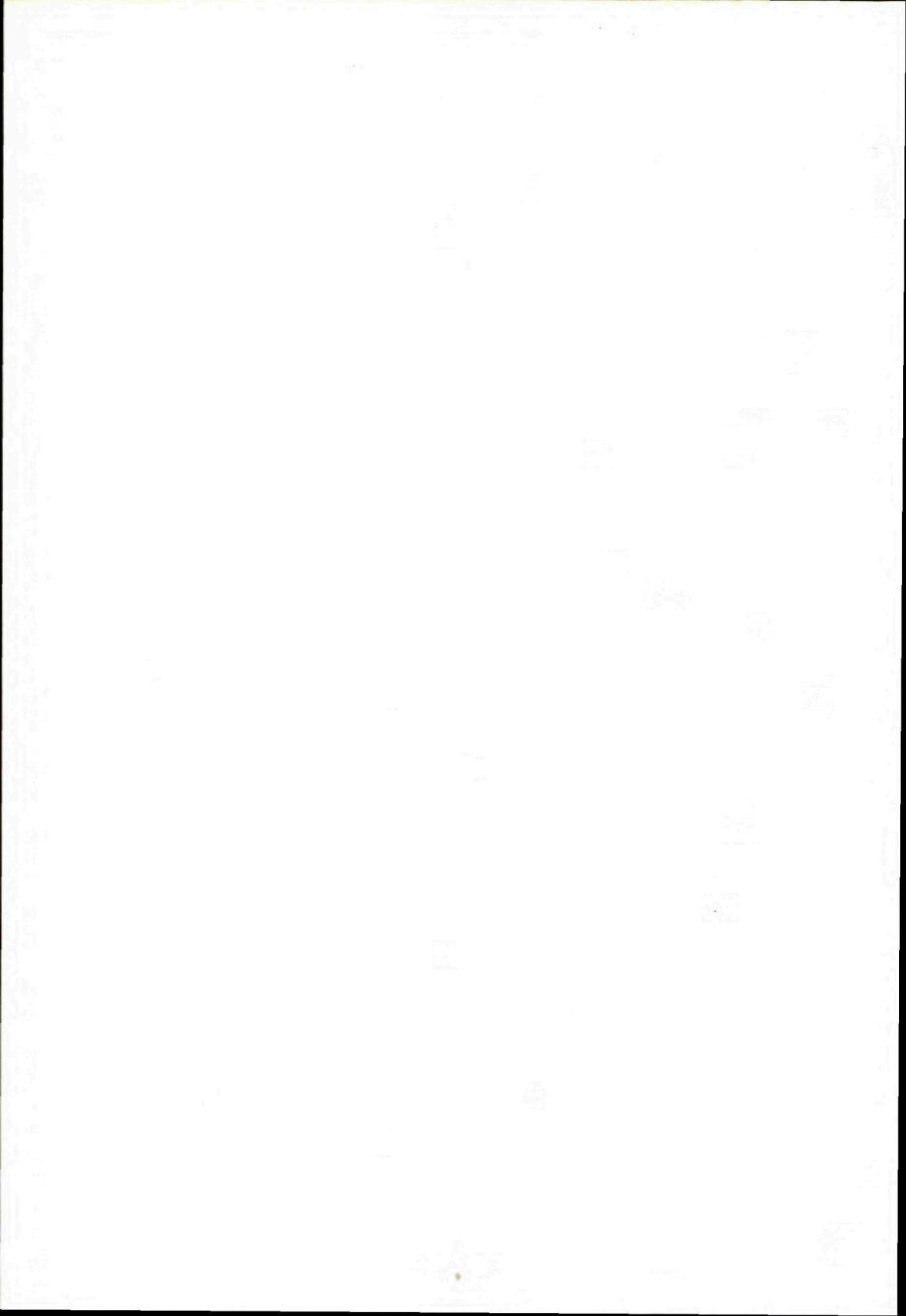




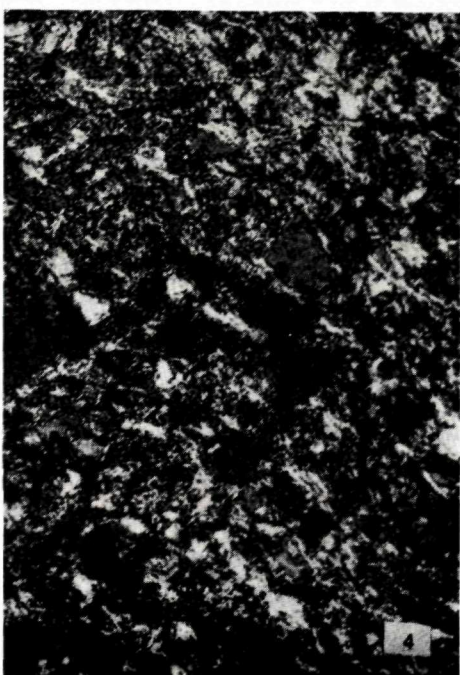
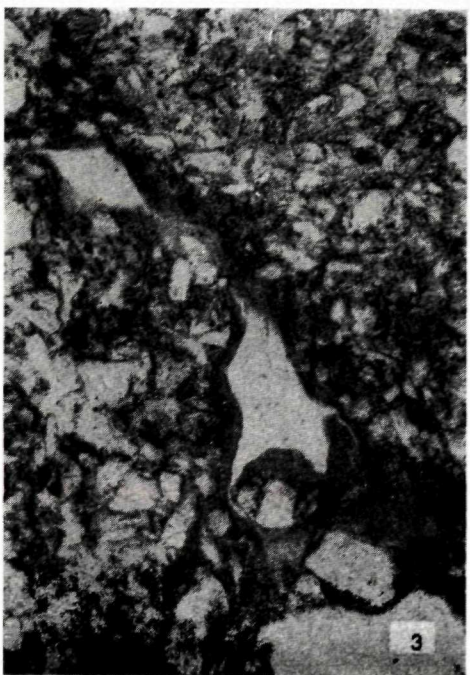


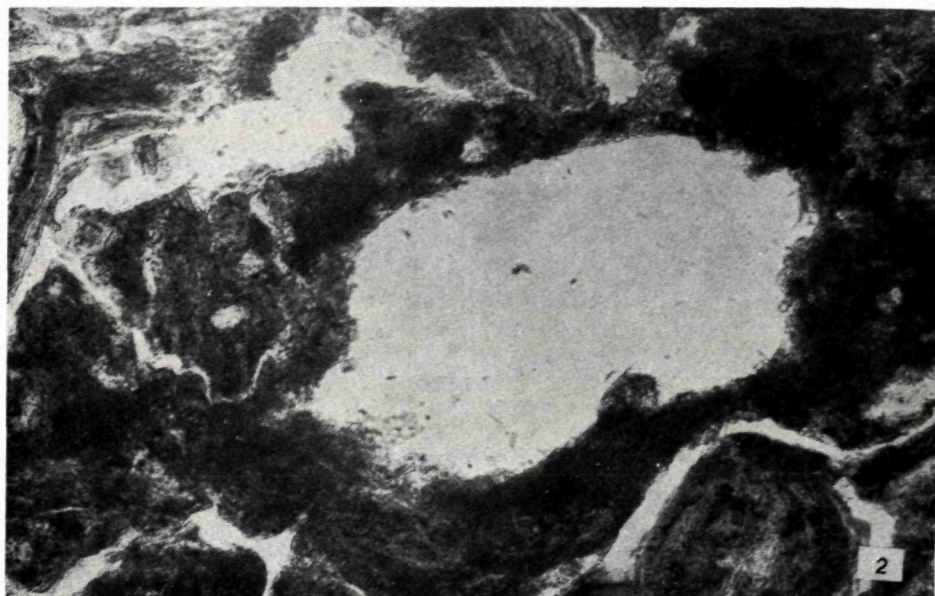
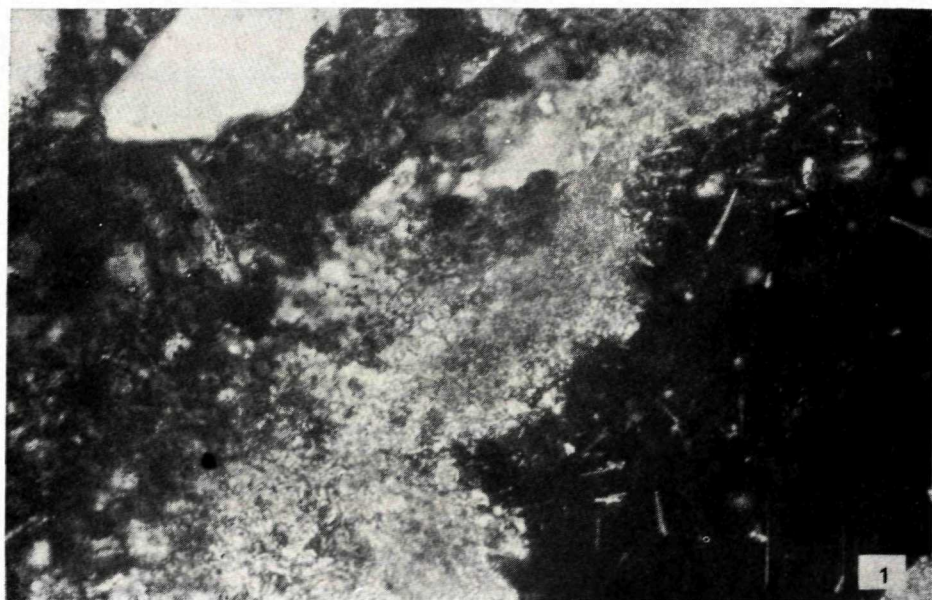
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA

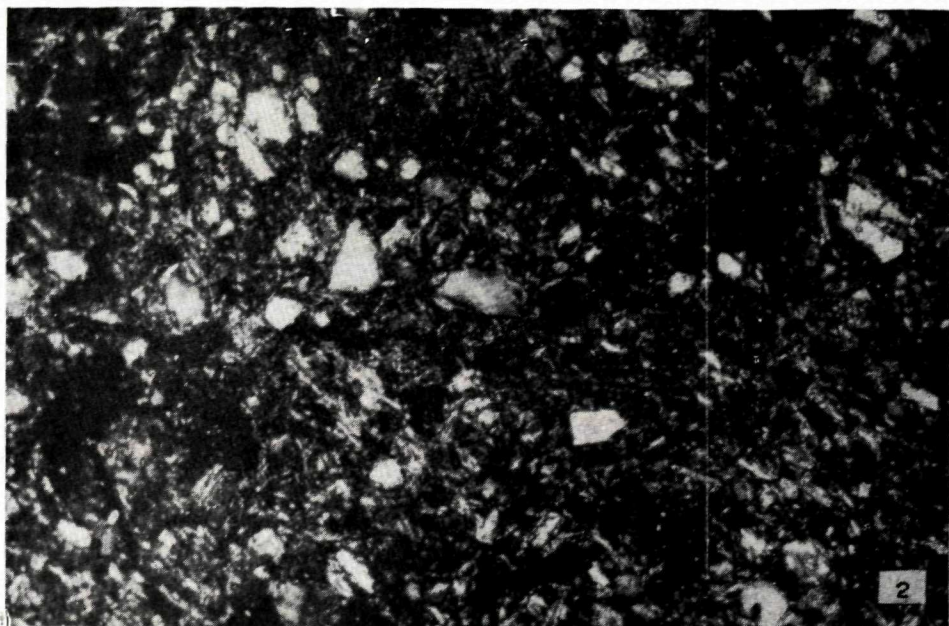
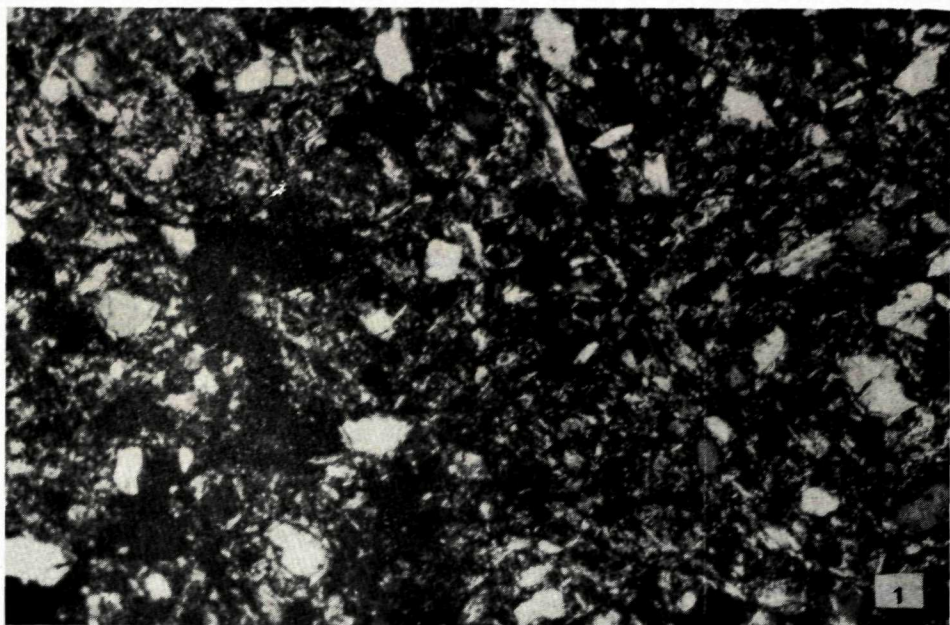
I—XVIII

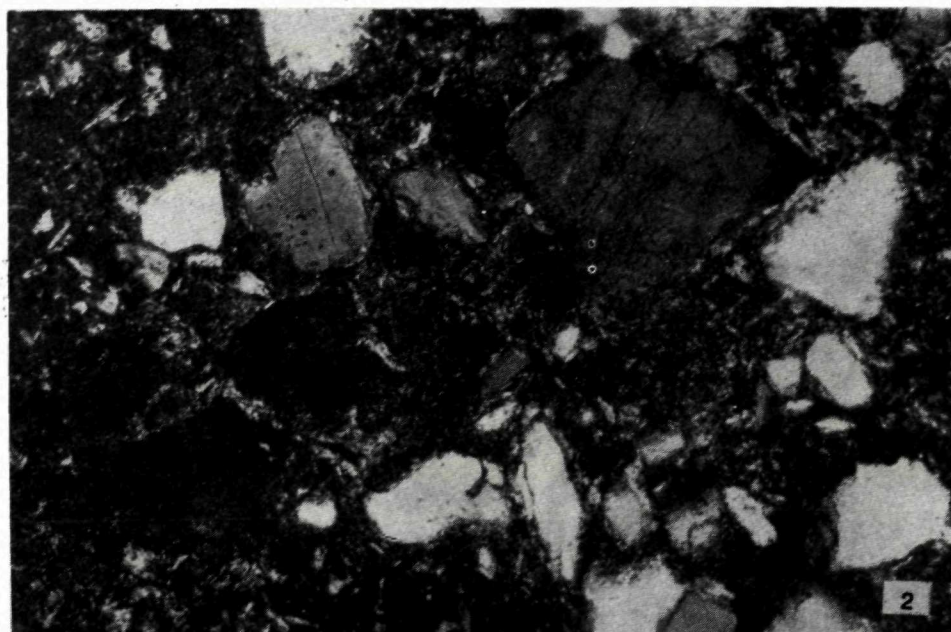
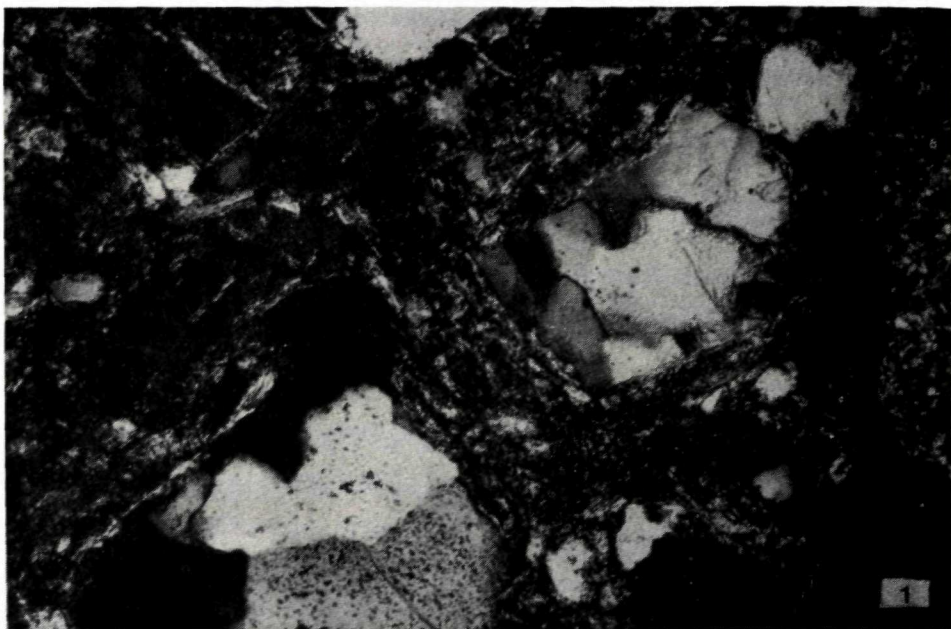


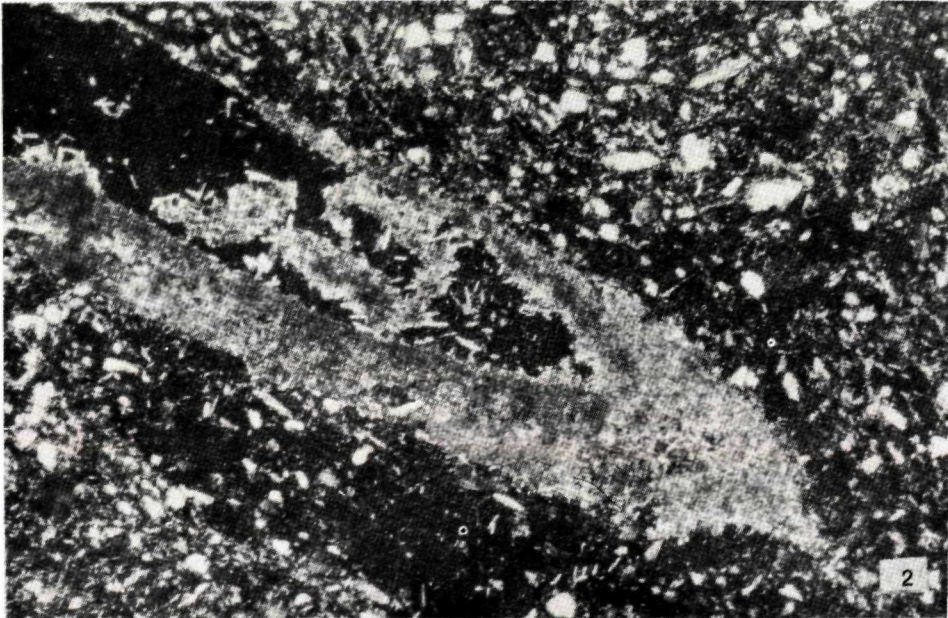
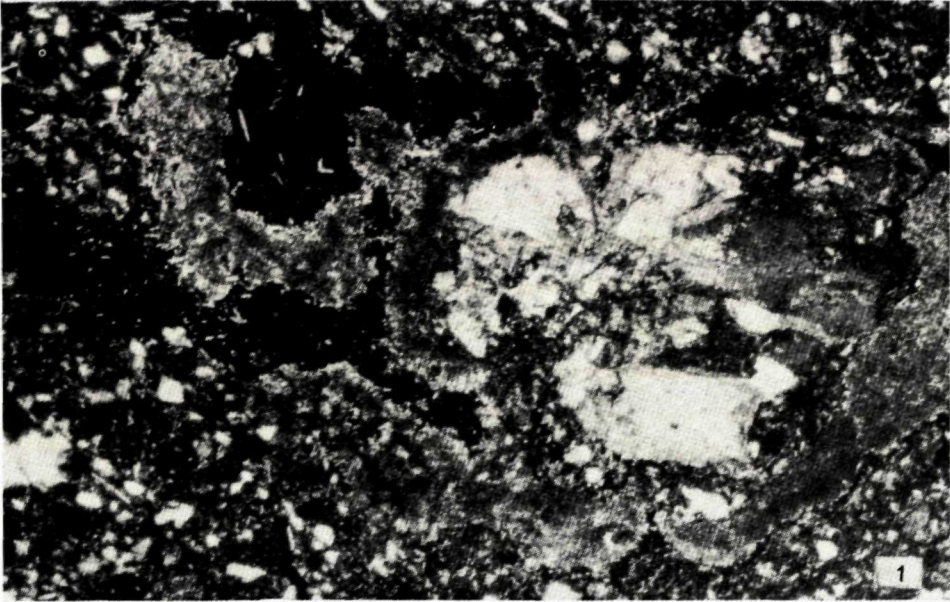


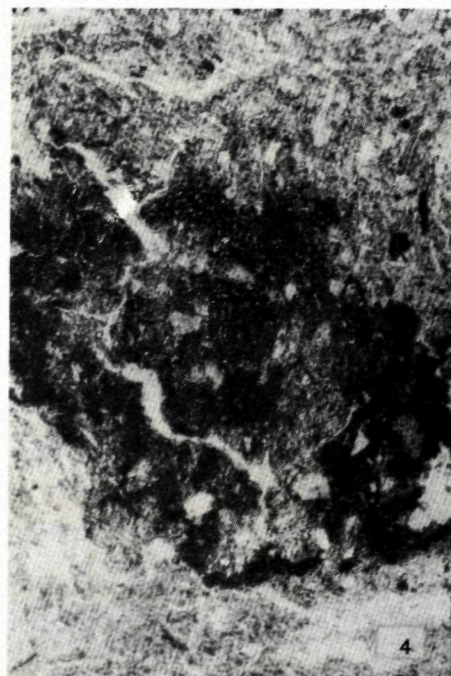
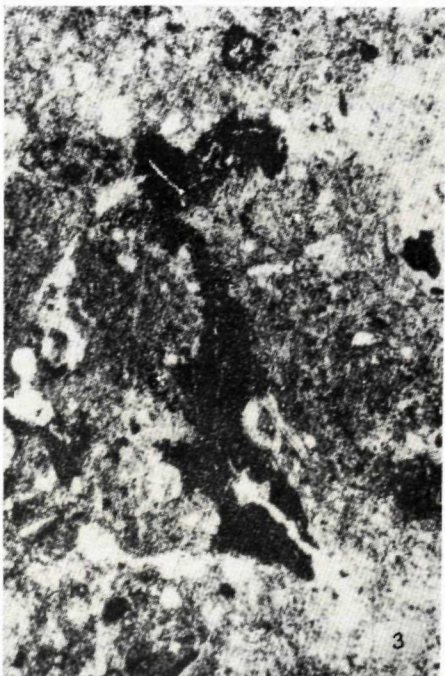
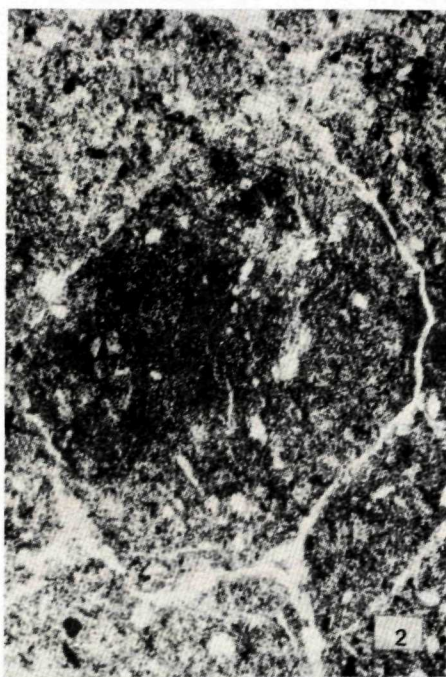
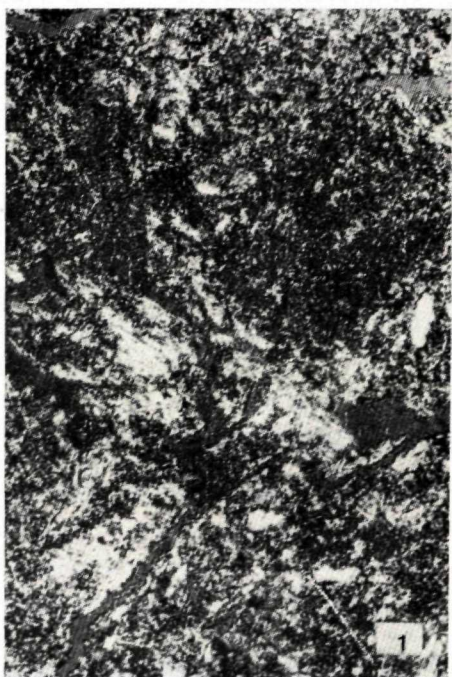


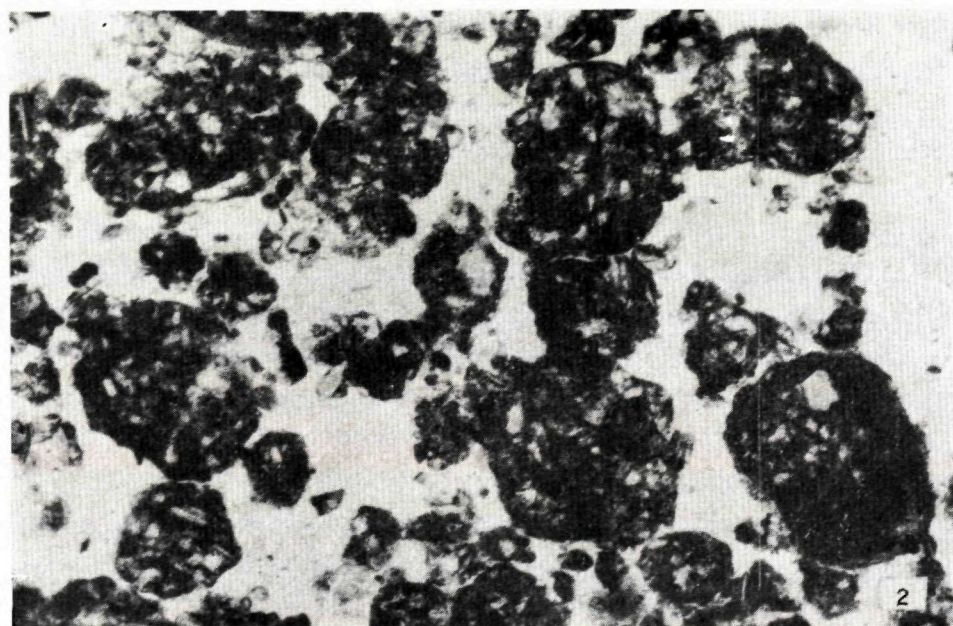
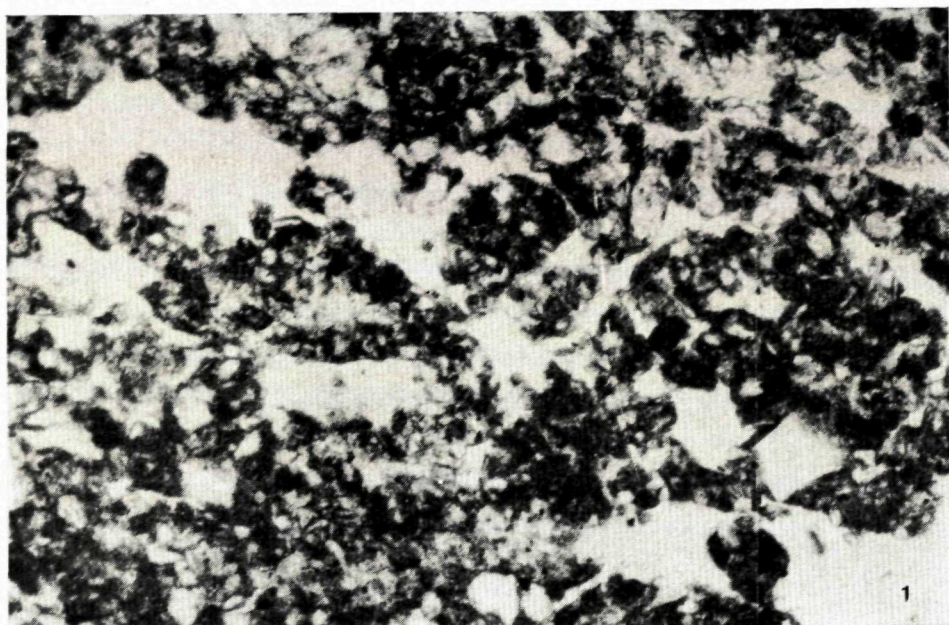


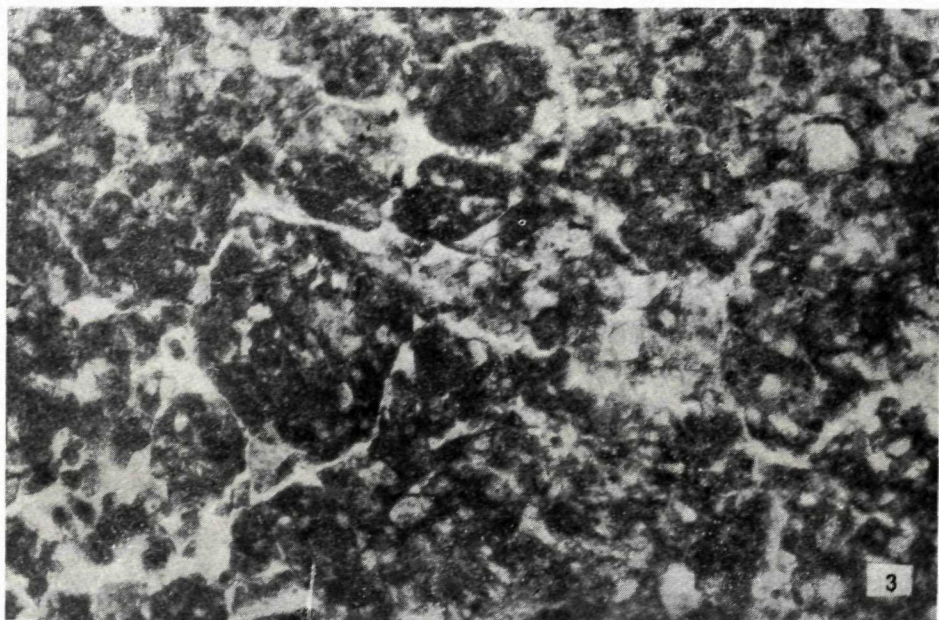
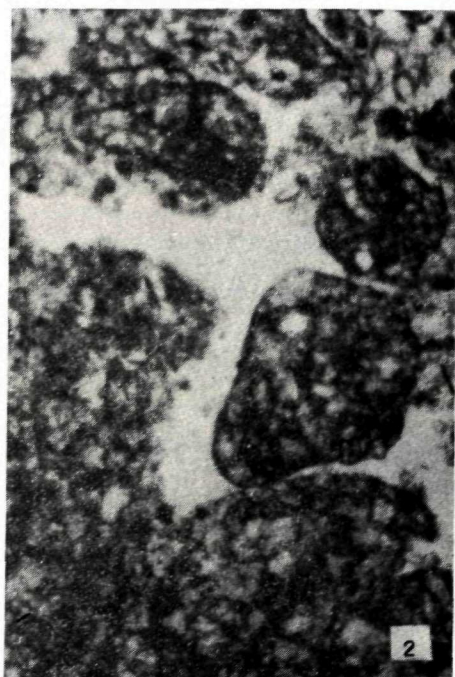
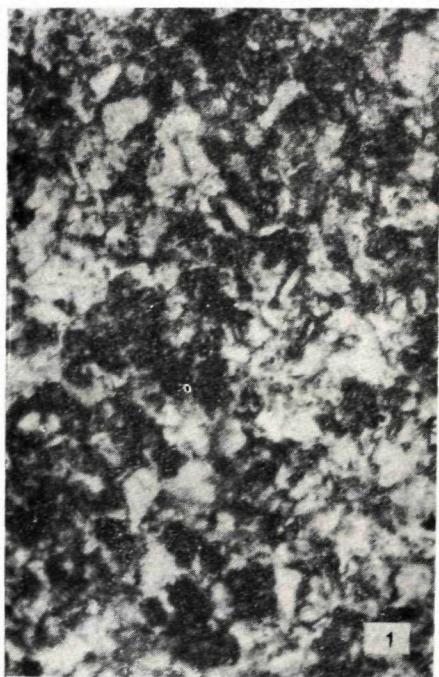




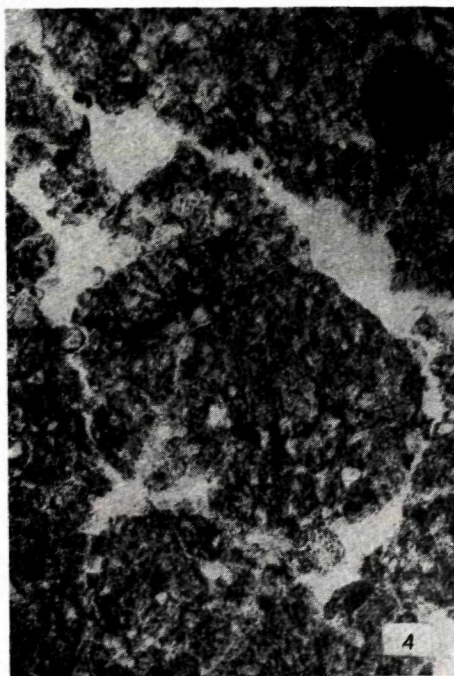
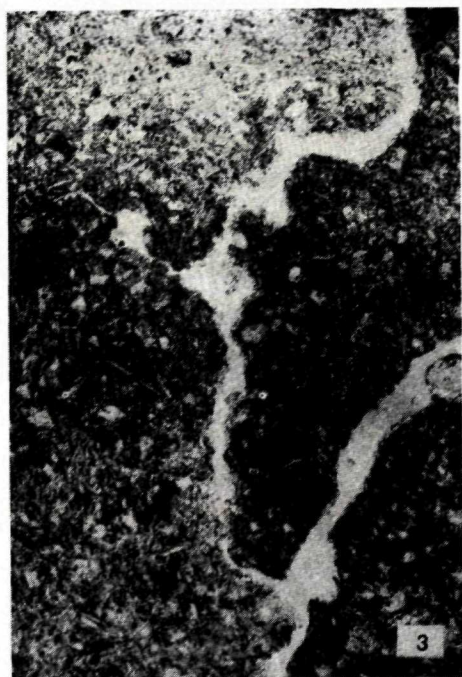
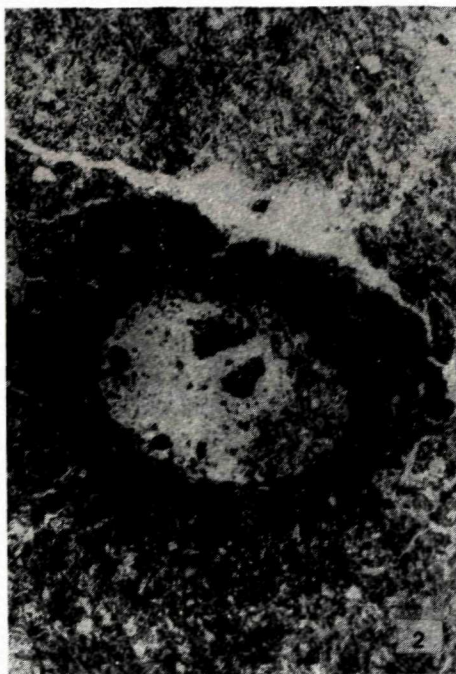
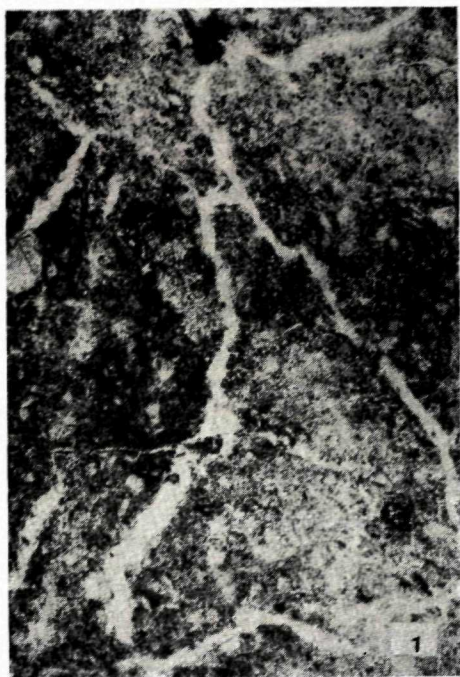


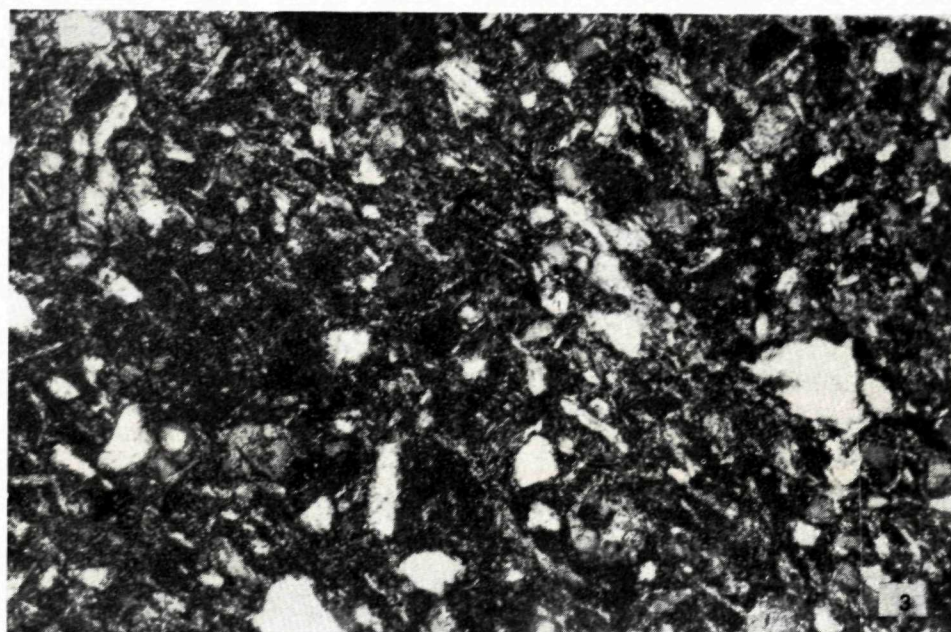
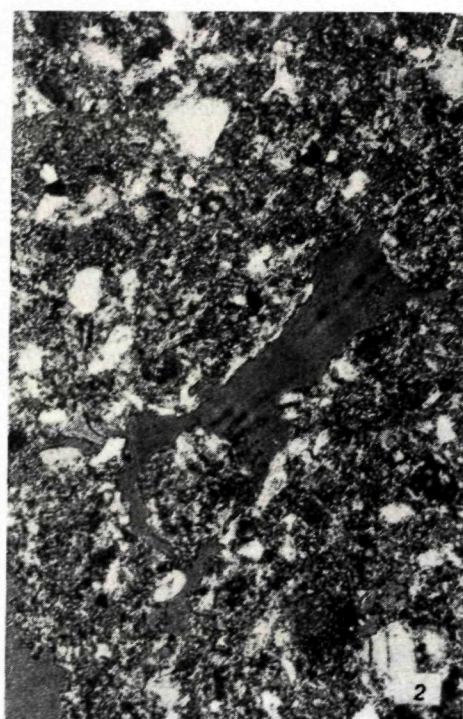
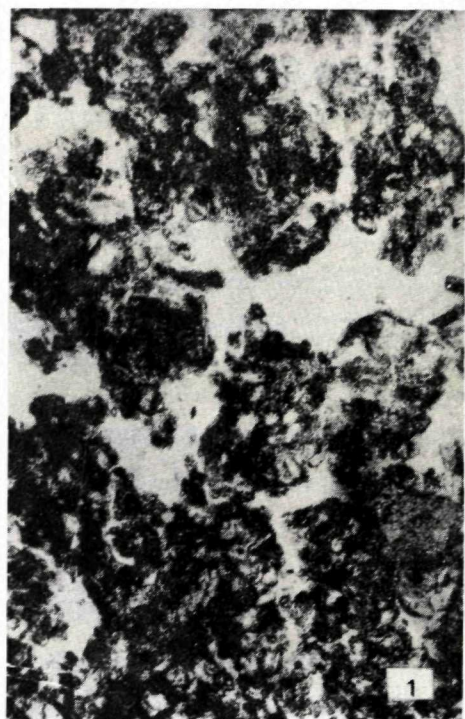


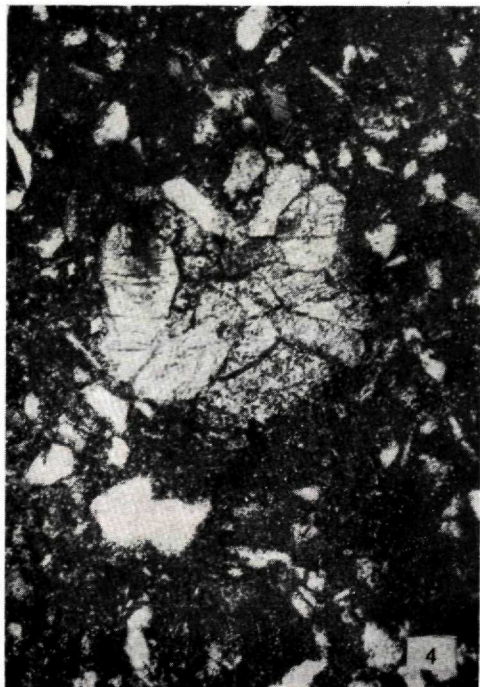
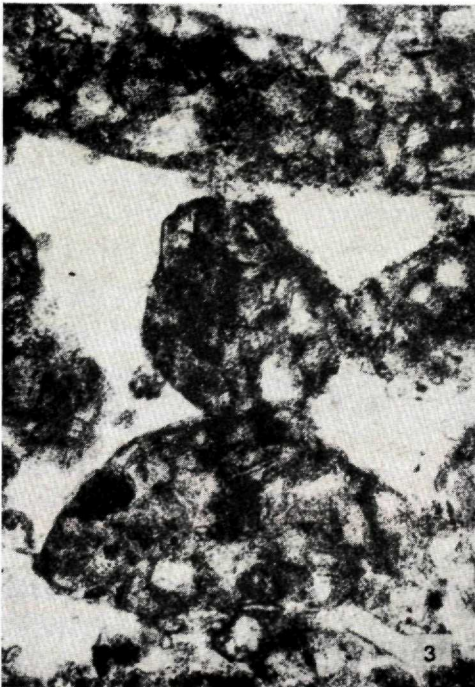
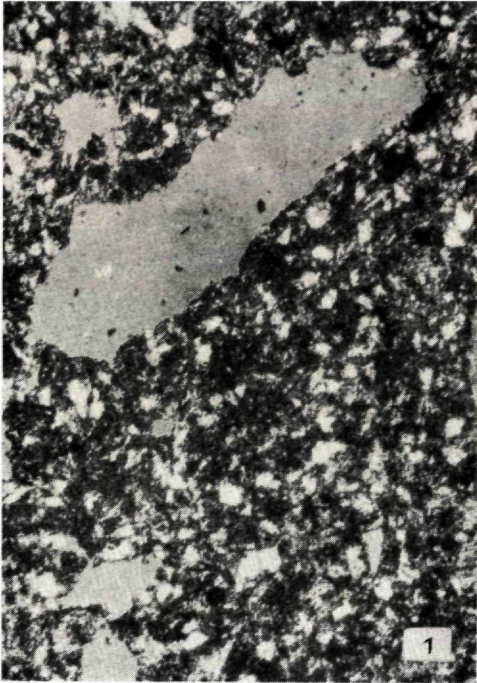


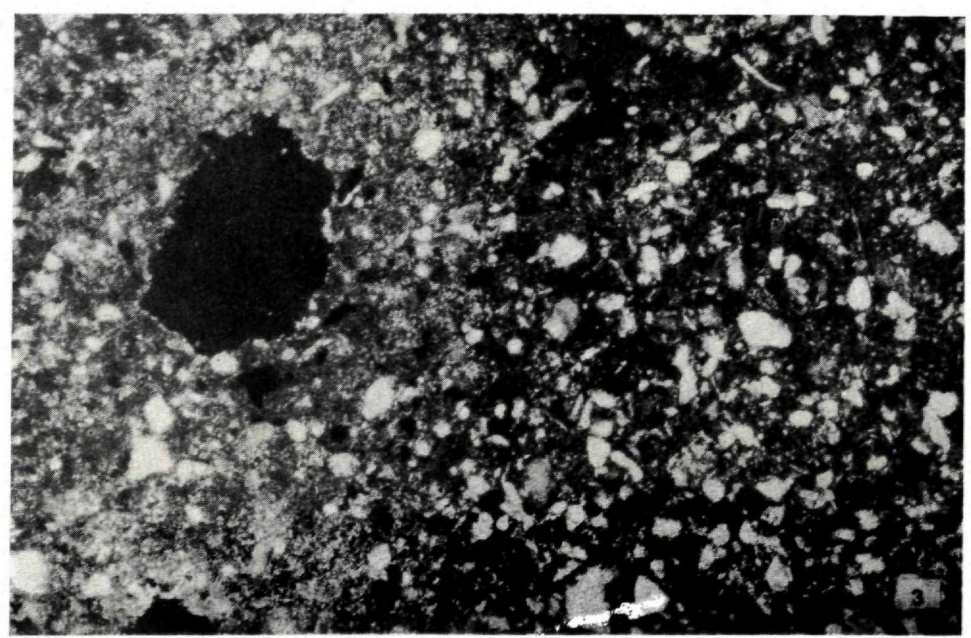
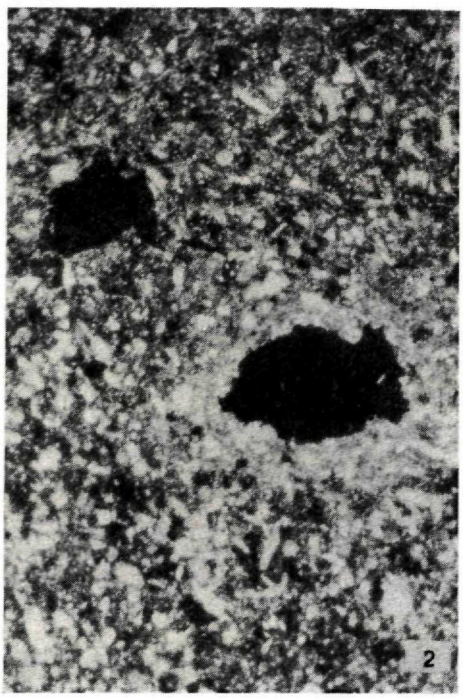
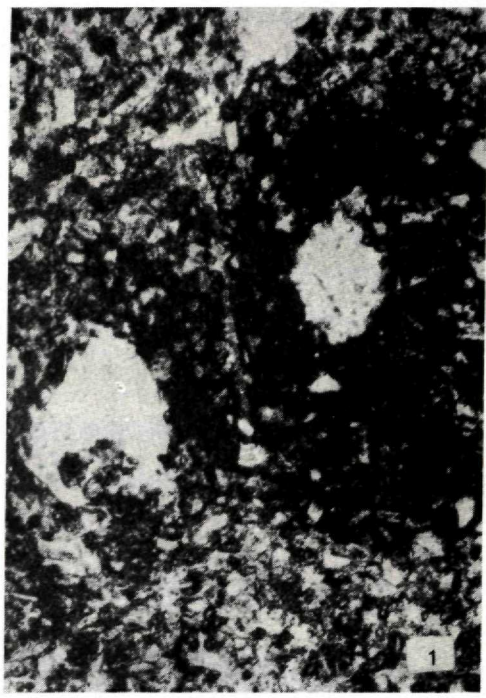


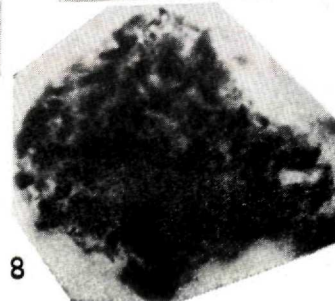
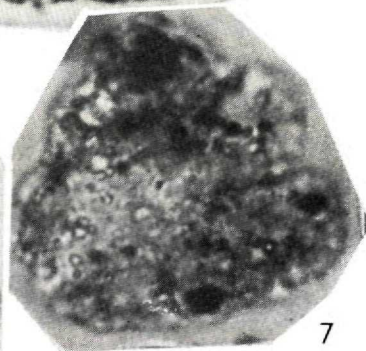
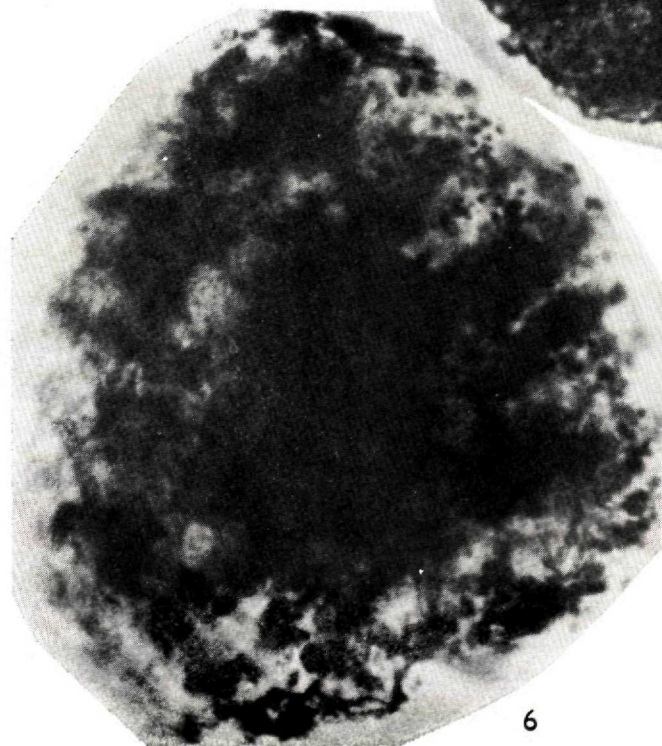
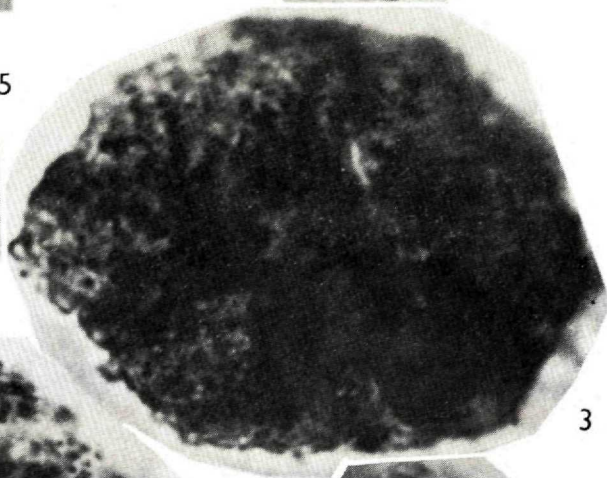
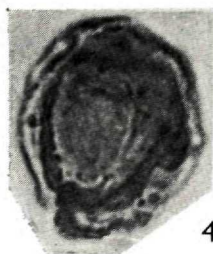
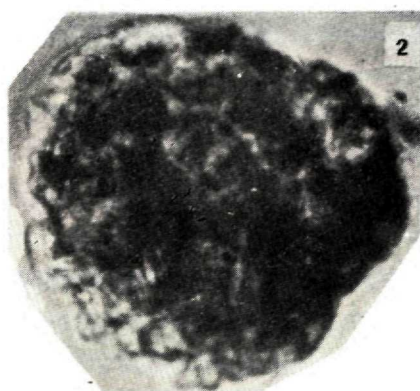
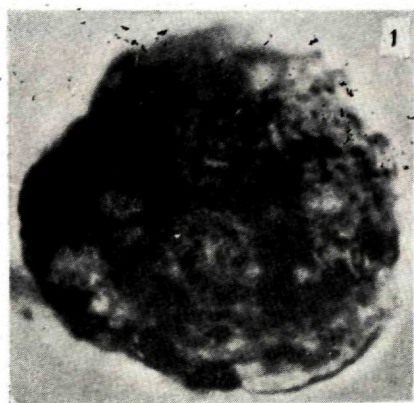


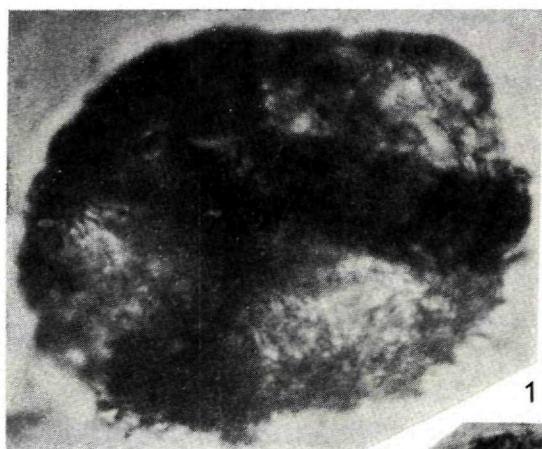




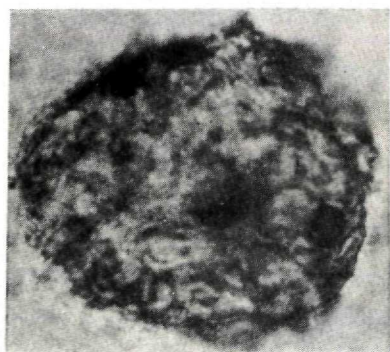




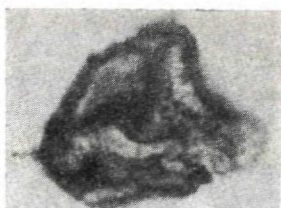




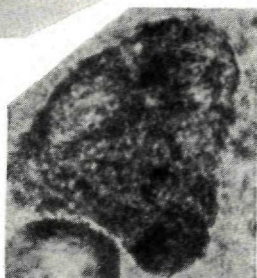
1



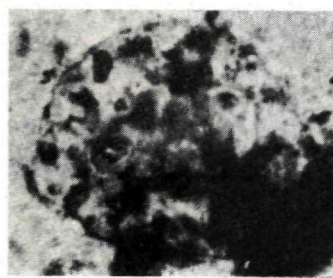
2



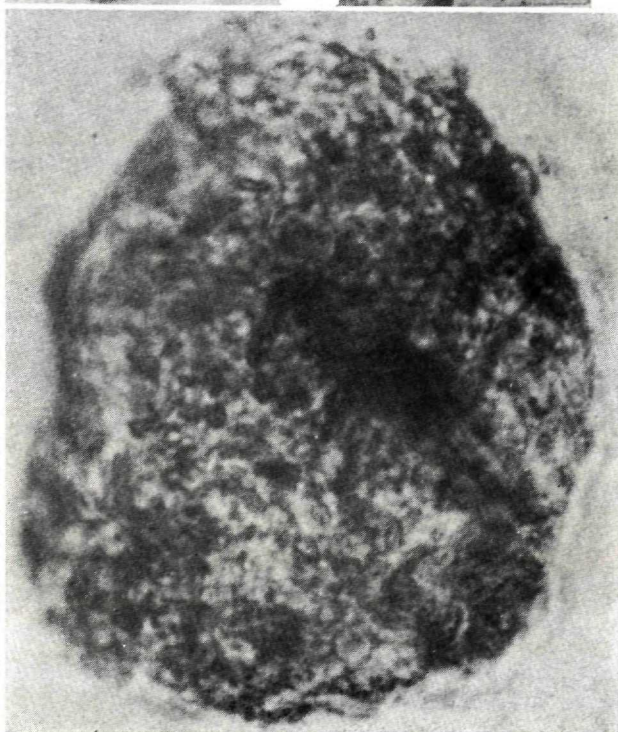
3



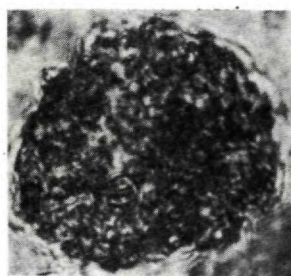
4



5

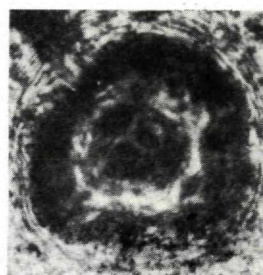


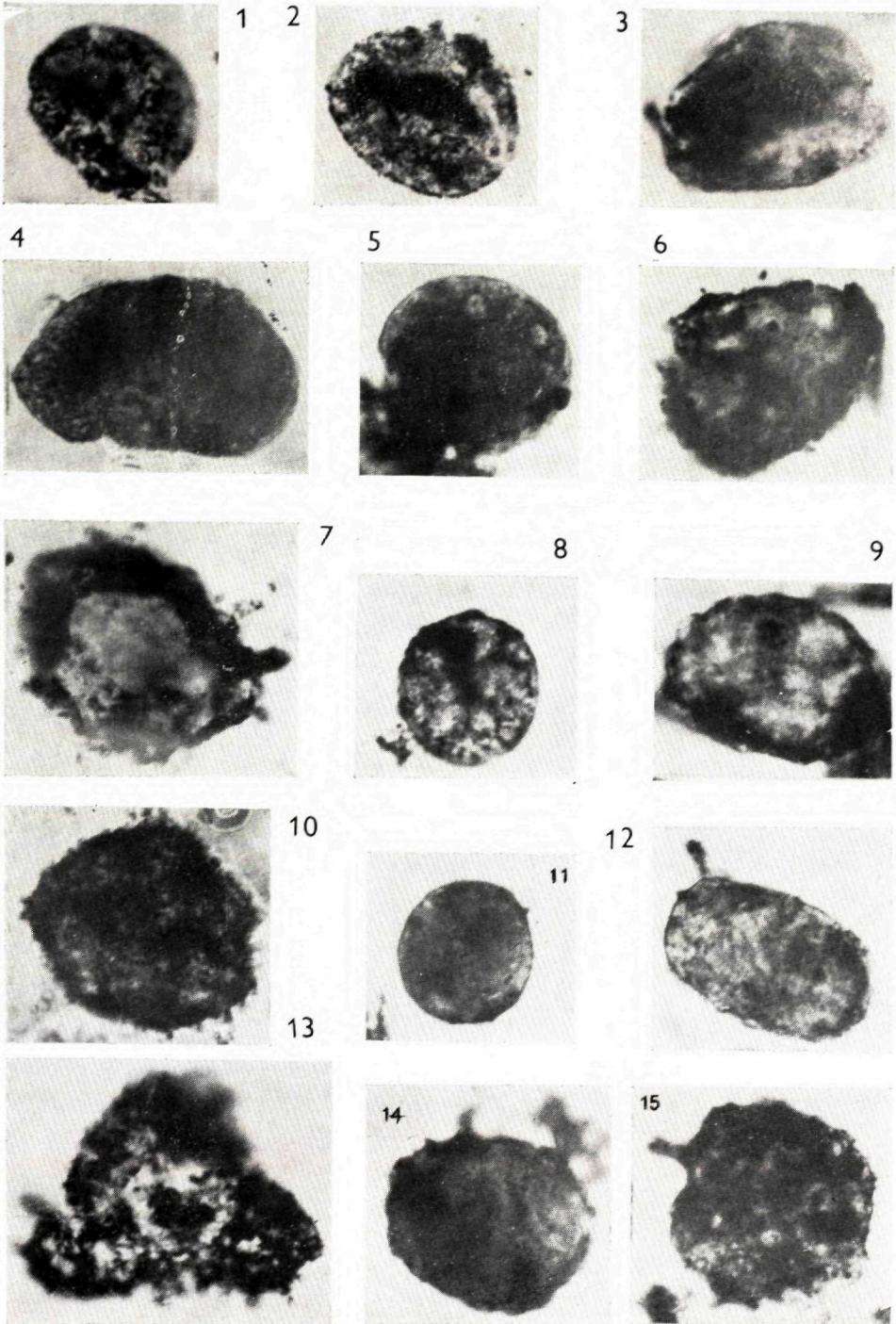
6

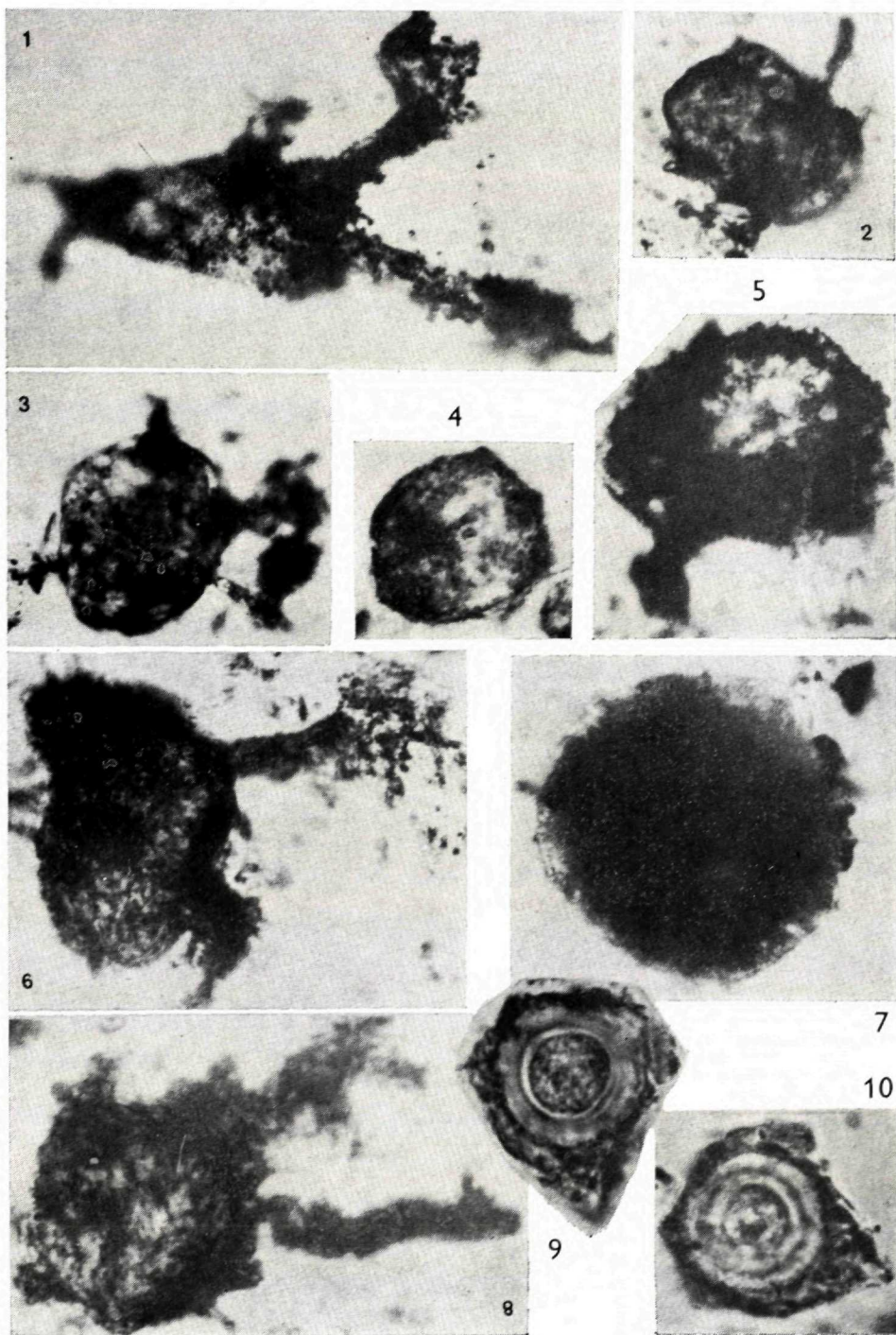


7

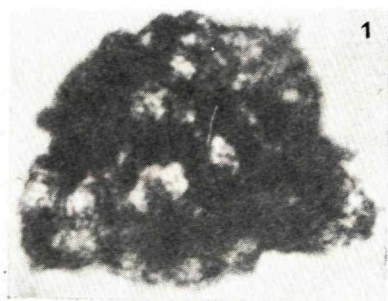
8



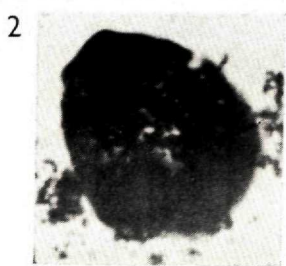




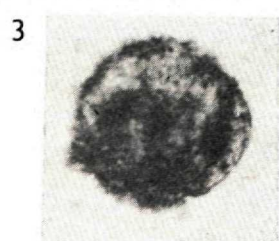




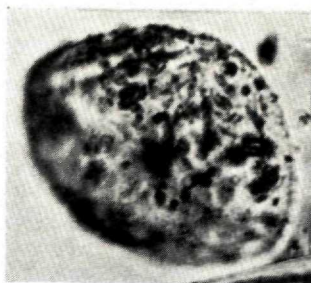
1



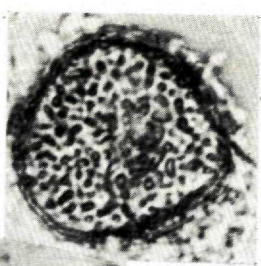
2



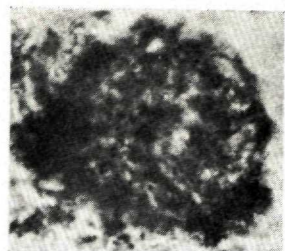
3



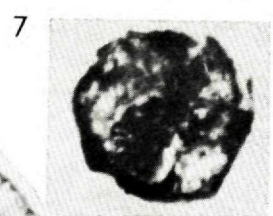
4



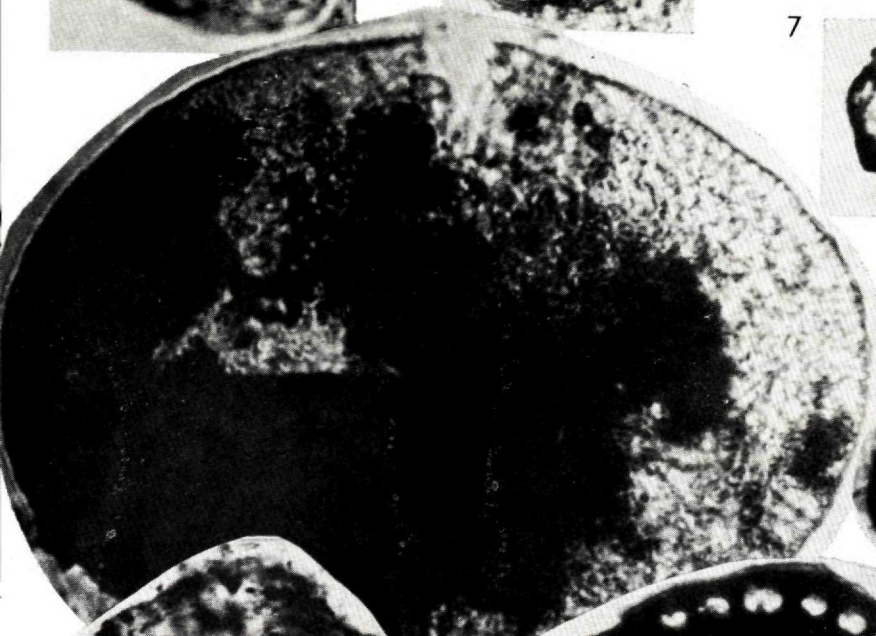
5



6



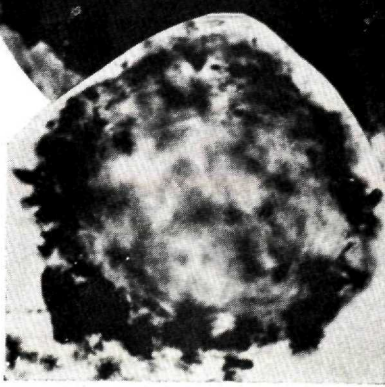
7



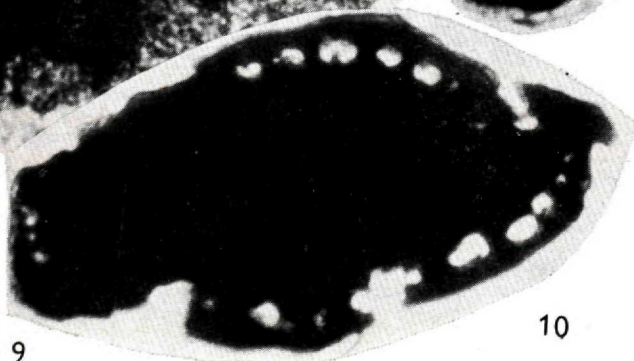
8



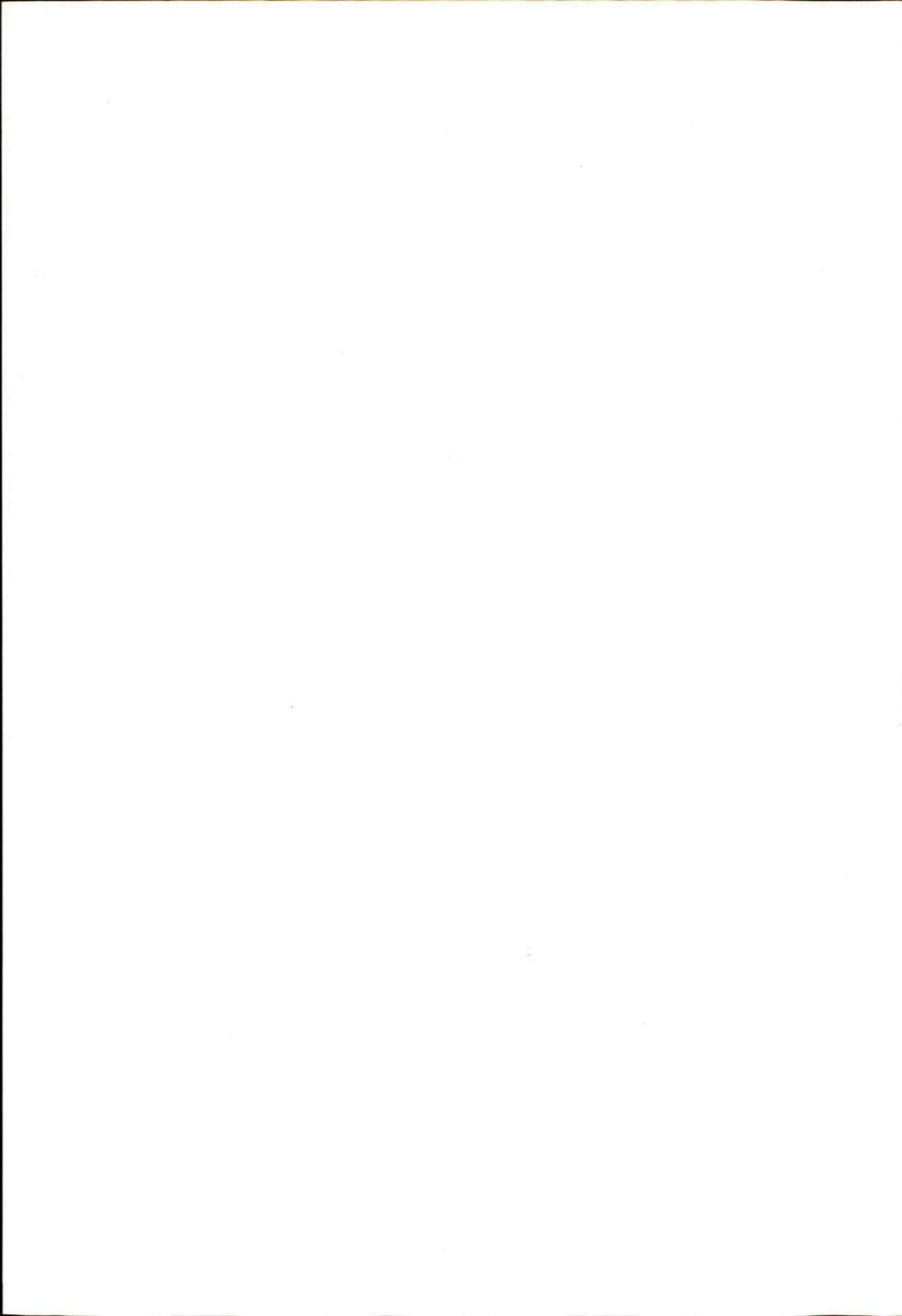
11

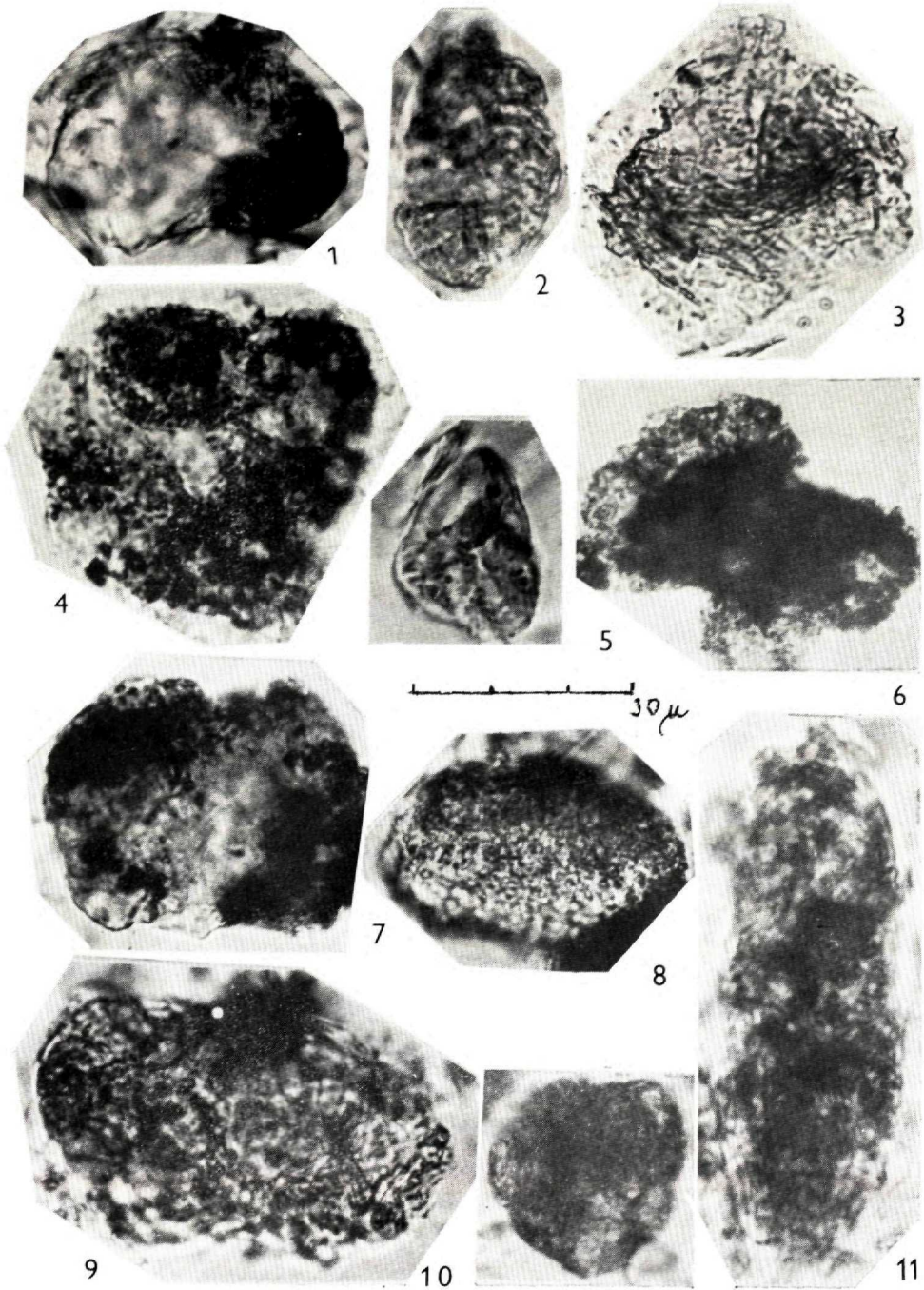


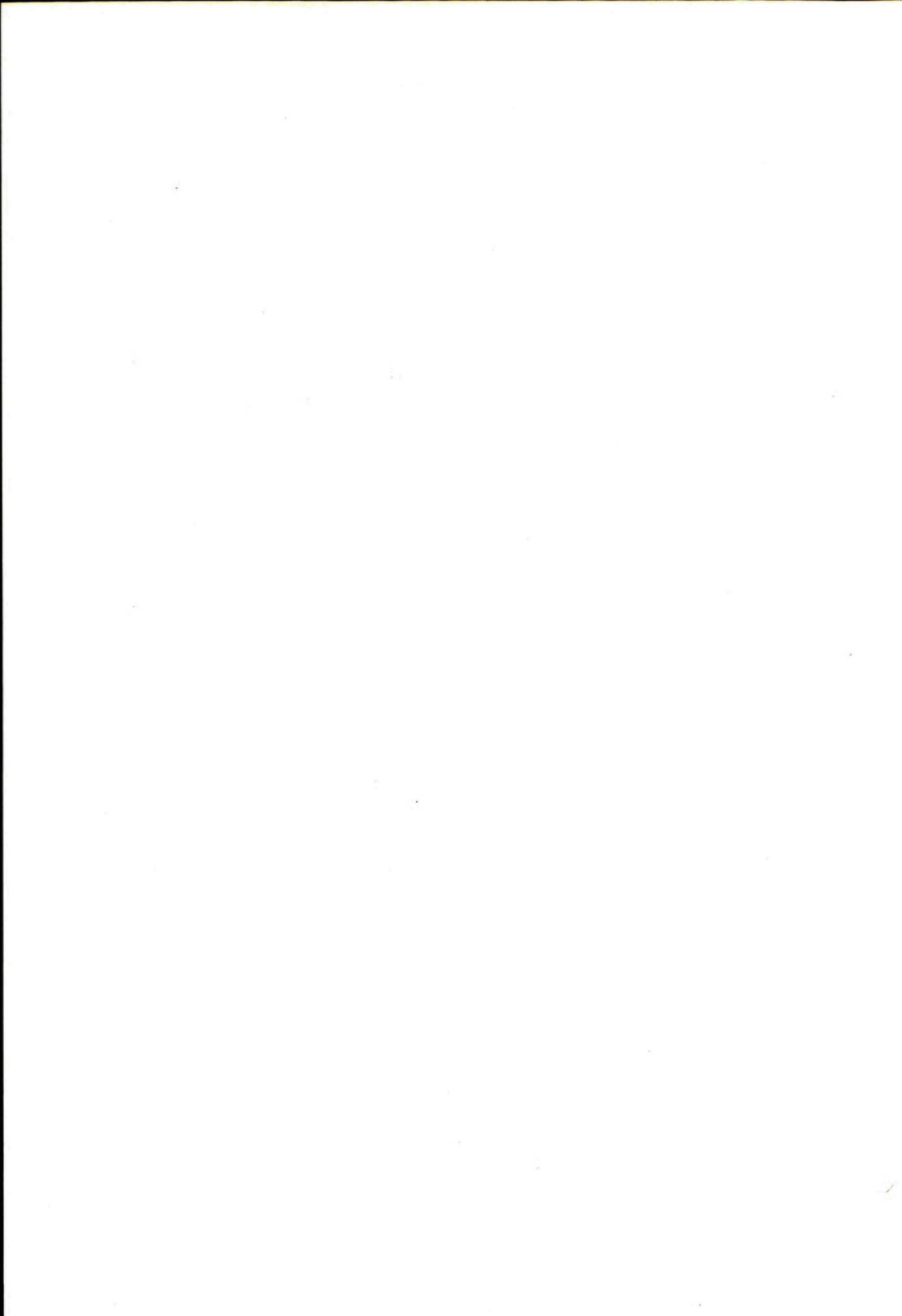
9



10







GEOLOGICKÉ PRÁCE

**Správy 82**

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1985

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava roku 1985. Fotografickú prílohu vytlačili Tlačiarenské závody Pravda. Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1997/1984. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 19,75, VH 20,07.

Cena brož. výtł. Kčs 33,—

