GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 89

NEPREDAJNÝ VÝTLAČOK

Vedecký redaktor
RNDr. MIROSLAV SLAVKAY,CSc.

Redakčný okruh

RNDr. ANTON BIELY, CSc., prof. Ing. FRANTIŠEK ČECH, DrSC., člen korešp. SAV OTO FUSÁN, DrSc., RNDr. VLADIMÍR HANZEL, CSc., RNDr. MIROSLAV HARMAN, CSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc., RNDr. TOMÁŠ KORÁB, CSc., Prof. RNDr. IVAN KRAUS, DrSc., RNDr. JAROSLAV LEXA, CSc., akademik MICHAL MAHEĽ, RNDr. MILAN POLÁK, CSc., RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc., RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc. (predseda edičnej rady) RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

Geologické práce

Správy 89

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1989

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava
Signatúra: 13 19 b
kat. čís.: 443/1990
Kčs kúpa: 32.—
—
Kčs vým.:
—
Kčs dar:

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1989

OBSAH — CONTENTS — INHALT

SAMUEL, O.: Životné jubileum RNDr. Margity Vaňovej, CSc. 7

NEMČOK, J.—KULLMANOVÁ, A.—ĎURKOVIČ, T.: Vývoj a stratigrafické postavenie gregorianskych brekcií bradlového pásma na východnom Slovensku — Facies- and stratigraphical analyses of Gregorianka breccias in Klippen Belt of East Slovakia. . . 11

NEMČOK, J.—ĎURKOVIČ, T.: Litológia malcovského súvrstvia (magurská jednotka) — Lithology of Malcov Member in Magura Unit (East Slovakia) 39

NEMČOK, J.: Taktonický vznik paleogénnych panví Západných Karpát — Tectonic origin of Paleogene basins in West Carpathians Mts. 53

ONDRA, P.—HANÁK, J.: Petrofyzikální studium sedimentů východoslovenského flyše — Petrophysical study of sediments in East-Slovak flysch 67

JANOČKO, J.—PETRO, Ľ.—SPIŠÁK, Z.—ŽÁKOVÁ, E.: Polygenetické sedimenty jv. od Prešova a ich inžinierskogeologické vlastnosti — Polygenetic sediments SE of Prešov and their engineering-geological properties 99

IVANIČKA, J.—SNOPKO, L.—SNOPKOVÁ, P.: Biostratigrafické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny — Results of biostratigraphical study in E part of Gelnica Group. . 119

MÉRES, Š.—HOVORKA, D.: Význam granátov pre riešenie genézy metamorfovaných hornín — The role of garnets for the solution of metamorphic rocks origin 137

HATÁR, J.—GREGUŠ, J.: Typológia zirkónu granitoidných hornín veporského plutónu — Typology of zircon in granitoid rocks of Vepor pluton 159

SIBLÍK, M.: Perm a permotriasová hranica v jihoalpinském segmentu Západní Tethydy. . 175

ГРЕГУШ, Я.—ГАШКО, Я.—ДЭЛГЭРЦОГТ, Б.: Умун-дэлгэрское рудопроявление олова — Lead at Umun-Delger 181

VASS, D.: ĎURICA, D.—NAMESTNIKOV, J. G.—PAGÁČ, J.—ROTH, Z.: Recenzia — Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe 193

VASS, D.: 1. celoštátna konferencia: Uhľonosné formácie ČSSR 195

MALÍK, P.: XIII. svetový banícky kongres v Štokholme 197

Geologické práce, Správy 89, s. 7—10, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Životné jubileum RNDr. Margity Vaňovej, CSc.

RNDr. Margita Vaňová, CSc., popredná vedecká pracovníčka Geologického ústavu Dionýza Štúra, s ktorej menom je úzko spojený biostratigrafický a paleontologický výskum terciéru Západných Karpát, sa dožíva významného životného jubilea.

Jubilantka sa narodila 6. júna 1927 v Nitre. Detstvo strávila v Trnave, kde vychodila aj ľudovú školu (1933—1938) aj gymnázium (1938—1946), ktoré úspešne ukončila v roku 1946 maturitou. V tom istom roku bola prijatá na Prírodovedeckú fakultu univerzity Komenského v Bratislave. Vysokoškolské štúdium ukončila druhou štátnou skúškou z prírodopisu a zemepisu. V roku 1969 obhájila kandidátsku dizertačnú prácu na tému „Numulity hornonitrianskej, horehronskej kotliny a budínskeho vývoja paleogénu v oblasti Štúrova".

Ako vynikajúca študentka zaujímala sa už počas vysokoškolského štúdia o geológiu. Vďaka tomuto záujmu bola už počas štúdia dva roky demonštrátorkou v mineralogicko-petrografickom ústave a posledný rok pred absolutóriom taktiež v spomínanom ústave pomocnou vedeckou silou. Na základe svojho nevšedného záujmu o geológiu vstúpila v roku 1951 do služieb terajšieho Geologického ústavu Dionýza Štúra. Od začiatku sa venovala s veľkým entuziazmom biostratigrafickému a paleontologickému výskumu neogénu Západných Karpát, ako aj budovaniu prudko sa rozvíjajúceho ústavu. Vzhľadom na túto skutočnosť pracovala do roku 1953 v redakčnom oddelení ústavu.

V súvise s vyhľadávaním uhľonosných formácií na Slovensku ťažisko výskumných práce jubilantky bolo v riešení stratigrafických a paleontologických problémov neogénnych oblastí ako potencionálneho prostredia pre uhoľné ložiská. V rámci tohto zámeru spracovala sarmatskú mäkkýšovú faunu zo severovýchodnej časti Podunajskej nížiny, čím prispela k stratigrafickému poznaniu nielen danej oblasti, ale i k riešeniu stratigrafie stredoslovenských neovulkanitov. V rámci zostavovania generálnych máp ČSSR 1:200 000 v rokoch 1955—1960 sa ťažisko jej prác presunulo do rimavsko-sobotskej a lučenskej oblasti, kde monograficky spracovala oligomiocénnu a miocénnu

makrofaunu. Na jej základe spresnila stratigrafiu doteraz paleontologicky veľmi málo determinované neogénne sukcesie.

Popri spracovaní makrofauny sa postupne od roku 1960 ťažisko jubilantkinho výskumu presúvalo na riešenie biostratigrafických problémov, vyplývajúcich zo zostavovania geologických máp v mierke 1:25 000 a 1:50 000 a z vyhodnocovania štruktúrnych vrtov z oblasti vnútrokarpatského paleogénu a východoslovenského flyšu na základe veľkých foraminifer. Vďaka jej zodpovednému a usilovnému prístupu k práci postupne spracovala veľké foraminifery z vyššie uvedených oblastí, čím nie malou mierou prispela k objasneniu postupnosti transgresie centrálnokarpatského paleogénu, stratigrafickej pozície papinského súvrstvia, hromošsko-šambronského antiklinálneho pásma, budinského paleogénu v okolí Štúrova, ako aj „pribradlového" paleogénu z okolia Pružiny a luhačovického súvrstvia z moravskej časti magurskej jednotky.

Nie menší význam má aj jej doslova mravčia práca v taxonomickej sfére veľkých foraminifer. Podala paleontologickú charakteristiku prevládajúceho počtu taxónov, vyskytujúcich sa u nás, pričom opísala niekoľko nových druhov.

Osobitný význam majú tiež práce, týkajúce sa spracovania zastupiteľov roku *Lepidocyclina* a *Miogypsina* a makrofauny z faciostratotypov neostratotypu egeru, ako aj niektoré biometrické a fylogenetické štúdiá numulitov. Výsledky jej biostratigrafických a taxonomických výskumov v mnohých ohľadoch presahujú regionálny rámec, o čom najlepšie svedčia početné citácie jej prác v zahraničí a jednoročná expertízna činnosť na ústave „General Establishment for Geology and mineral resources" v Sýrii (1985—1986).

O odbornej erudícii svedčí aj jej aktívna účasť na medzinárodných korelačných programoch, podujatiach KBGA, Európskeho mikropaleontologického kolokvia, ktoré sa prvýkrát konalo v roku 1983 v ČSSR (a vôbec vo východoeurópskych štátoch) a osobitný odborný kontakt s početnými zahraničnými odborníkmi.

Výsledky svojich výskumov publikovala vo vyše 30 odborných článkoch a takmer v 100 archivovaných správach.

Charakteristickou črtou RNDr. Margity Vaňovej, CSc., je skromnosť, húževnatosť v práci, tolerantnosť k iným názorom spolupracovníkov, ako aj ochota odovzdávať svoje skúsenosti iným spolupracovníkom. Výsledkami svojej práce sa zaradila medzi výskumných znalcov paleogénnych veľkých foraminifer. Dr. M. Vaňová sa dožíva svojho jubilea v plnej pracovnej zanietenosti, zdraví a optimizme. Priatelia, kolegovia, spolupracovníci a celá geologická verejnosť jej želajú do ďalších rokov veľa zdravia, osobnej pohody a mnoho pracovných i osobných úspechov.

Publikačná činnosť RNDr. M. Vaňovej

MARKOVÁ, M.—VAŇOVÁ, M. 1954: Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Chválovej. — Geol. Práce, Spr. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 86—88.

VAŇOVÁ, M. 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepencov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. — Geol. Práce, Zoš. 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—198.

VAŇOVÁ, M. 1959: Burdigalská fauna z okolia Klačna. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—198.

VAŇOVÁ, M. 1962: Veľké foraminifery z centrálnokarpatského paleogénu z lokalít Huty pri Zuberci, Nižná Šuňava, Tokárňa, Sedlice a Miklušovce. — Geol. práce, Zoš. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85—92.

VAŇOVÁ, M. 1963: Veľké foraminifery zo Sološnice, — Geol. Práce, Spr. 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—141.

PLANDEROVÁ, E.—PULEC, M.—SAMUEL, O.—VAŇOVÁ, M. 1963: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. — Geol. Práce, Spr. 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—159.

VAŇOVÁ, M. 1964: Veľké foraminifery z hromošsko-šambronského antiklinálneho pásma. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—124.

VAŇOVÁ, M. 1964: Veľké foraminifery z Pružiny. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 124—125.

VAŇOVÁ, M. 1964: Zpráva o vyhodnotení veľkých foraminifer z centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 228—229.

VAŇOVÁ, M. 1965: Veľké foraminifery z papínskych vrstiev. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, 2. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 74—75.

PEŠL, V.—VAŇOVÁ, M. 1965: Březuvky — lokalita numulitové fauny v luhačovických vrstvách. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1964, 2. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—76.

SAMUEL, O.—SALAJ, J.—VAŇOVÁ, M. 1964: Formational biostratigraphy of central Carpathians. — Inter. Geol. Congr., Report of the XXII-nd sesion; vol. of abstracts, New Delhi, 124.

SAMUEL, O.—VAŇOVÁ, M. 1967: Nové poznatky o stratigrafii eocénnych sedimentov v okolí Štúrova. — Geol. Práce, Spr. 41, Geol. Úst, D. Štúra, Bratislava, 41—51.

VAŇOVÁ, M. 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the upper Hron Depression, and the Budín Paleogene around Štúrovo. — Zbor. geol. vied, 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—104.

KECSKEMÉTI, T.—VAŇOVÁ, M. 1972: Nummulites of the Dorog-Štúrovo bassin. — Zbor. geol. vied, 17. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—145.

KAROLUS, K.—VAŇOVÁ, M. 1973: Beziehung der sarmatischen Sedimente zu den Neovulkaniten der mittleren Slowakei. — Geol. Práce, Spr. 61. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 155—182.

VAŇOVÁ, M. 1975: Lepidocyclina and Miogypsina from the Faciostratotype localities Budikovany and Bretka. — In Chronostratigraphie and Neostratotypen. Miozän OM. Egerien. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 310—339.

VAŇOVÁ, M. 1975: Holostratotypus und Faziostratotypen der Egerer Schichtengruppe. — In Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän OM. Egerien. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 97—191.

VAŇOVÁ, M. 1975: Die Molluskenfauna des Egerien. In Chronostratigraphie und Neostratotypen — Miozän OM. Egerien. — Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 341—375.

GROSS, P.—VAŇOVÁ, M. 1976: The budín paleogene in the borehole GK-8. Geol. Práce, Spr. 65. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—114.

NEMČOK, J.—VAŇOVÁ, M. 1977: Redeposition of Larger Foraminifers in East Slovakian Flysch Belt. — Geol. Práce, Spr. 67. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 105—134.

VAŇOVÁ, M. 1977: A new subspecies of Nummulites from the locality Lopúchov. — Záp. Karpaty. Sér. Paleont., 2—3. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—132.

VAŇOVÁ, M. 1977: Vyhodnotenie veľkých foraminifer z vrtu PU-1. In NEMČOK, J. et. al.: Štruktúrny vrt PU-1 Šambron (Ľubovnianska vrchovina). — Region. geol. Západ. Karpát, 8. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—35.

VAŇOVÁ, M. 1977: Veľké foraminifery vrtov Š1-NB, Š2-NB, NB-1 a NB-2. — In FRANKO, O. et al.: Štruktúrne hydrogeologické vrty v Hornonitrianskej kotline. Reg. geol. Západ. Karpát, 9. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—168.

VAŇOVÁ, M. 1981: On the transitional forms from Nummulites fabianii (Prever) to Numulites fichteli fichteli Michelotti from boreholes LU-2 and P-16 in Horehronská kotlina (depresion) — Západ. Karpaty, sér. Paleont., 6. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—63.

VAŇOVÁ, M. 1983: In 18th European Colloquy on Micropaleontology; Excursion-guide, September 11—20, 1983. — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—215.

VAŇOVÁ, M. 1984: Remarks on Discocyclina andrusovi Cizancourt 1948 emend. (ČSSR, Bojnice). — Záp. Karpaty, Sér. Paleont., 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173—178.
VAŇOVÁ, M. 1987: Fauna z Jeruzalemského vrchu pri Dobšinej. — Reg. geol. Záp. Karpát „Správy o výskumoch Geologického ústavu D. Štúra, Bratislava, 173—178.
VAŇOVÁ, M. 1987: Paleontological characteristic of some species from the locality Jeruzalemský vrch hill near Dobšiná. — Záp. Karpaty, Sér. Paleont. 12. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—68.

O. Samuel

Geologické práce, Správy 89, s. 11—37, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Ján Nemčok—Anna Kullmanová—Tibor Ďurkovič

VÝVOJ A STRATIGRAFICKÉ POSTAVENIE GREGORIANSKYCH BREKCIÍ BRADLOVÉHO PÁSMA NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

6 obr. v texte, 19 fotogr. tabuliek (I—XIX), anglické resumé

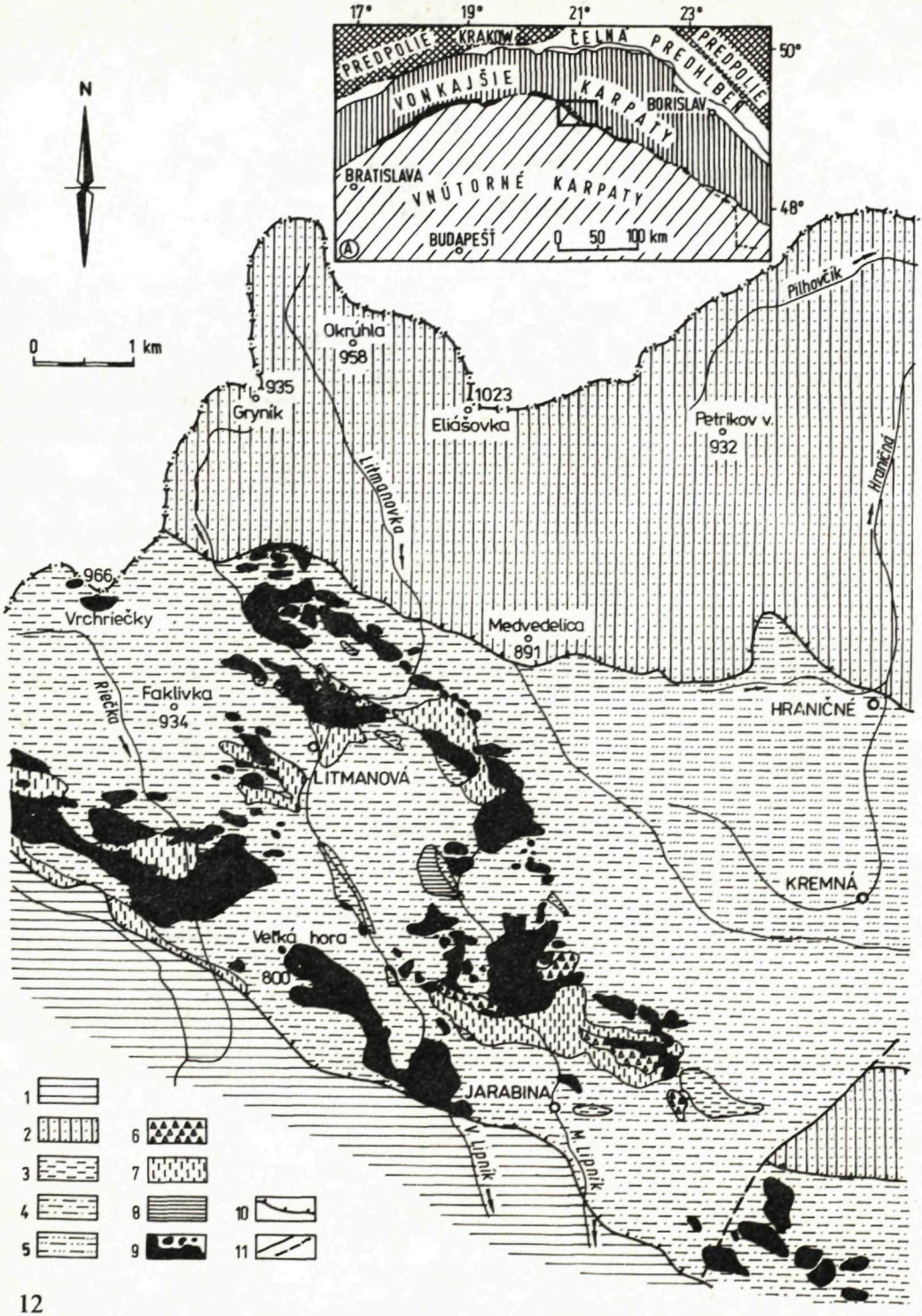
Abstract. The authors studied position, occurrence and age of the Gregorianka breccias in the Klippen Belt sequences in East Slovakia. The Gregorianka breccias from coarse-clastic, mostly monomict and polymict sediments, composed in the most part of carbonates. Their presence in the surrounding flysch sediments is a result of gravitational transport. The breccias rock material, its stratigraphic range and origin are analysed in detail.

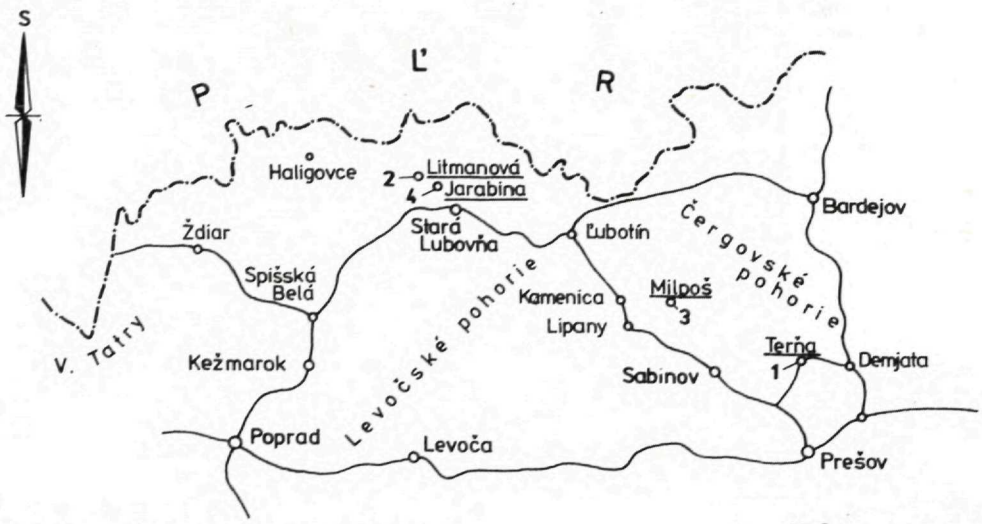
Úvod

Pri geologických mapovacích prácach na liste Jarabina 1:25 000 v roku 1973 sme zistili, že pod kótou Gregorianka sa vo svahu a v potoku nachádzajú ostrohranné sedimentárne brekcie. Z terminologického hľadiska akceptujeme v predloženej práci názor Z. KUKALA (1985), ktorý brekcie považuje len za určitý druh zlepencov a nekladie ich s nimi terminologicky na jednu úroveň. Pomenovanie brekcia budeme teda používať len pre zlepence s ostrohrannými klastami. Často ich nachádzame spolu so zlepencami, kde ostrohranné úlomky vytvárajú väčšie i menšie nahromadenia. Medzi ostrohrannými úlomkami a zaoblenými valúnmi existujú pozvoľné prechody. Zlepencové polohy s nepravidelne obohatenou brekciovitou substanciou sa v posledných rokoch našli nielen v oblasti Jarabiny, ale tiež v Litmanovej, Milpoši, Terni a neďaleko Kamenice (obr. 1, 2). Vo svahu kóty Gregorianka sa nachádzajú brekcie s prevládajúcim ostrohranným materiálom titónsko-beriaských vápencov. Severne od Litmanovej zase brekcie tvoria biele a hrdzavočervené krinoidové vápence. Neďaleko Milpoša sú v brekciách prevládajúcim klastickým materiálom tehlovočervené púchovské sliene.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že charakteristickým znakom gregorianskych brekcií je ostrohrannosť úlomkov a ich monomiktnosť. Brekcie sú uložené vo flyši, a to v jeho hrubopsefitických varietách. Olistolitový charakter

RNDr. Ján Nemčok, CSc., RNDr. Anna Kullmanová, RNDr. Tibor Ďurkovič, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava


17°
19°
21°
23°
50°
48°
PREDPOLIE
KRAKOW
ČELNÁ PREDHLBEŇ
PREDPOLIE
VONKAJŠIE KARPATY
BORISLAV
BRATISLAVA
VNÚTORNÉ KARPATY
BUDAPEŠŤ
0 50 100 km
A
N
0 1 km
Okrúhla
958
935
Gryník
1023
Eliášovka
Litmanovka
Pilhovčík
Petrikov v.
932
Hraničná
966
Vrchriečky
Medvedelica
891
Riečka
Faklivka
934
HRANIČNÉ
LITMANOVÁ
KREMNÁ
Veľká hora
800
JARABINA
V. Lipník
M. Lipník
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11



Obr. 2 Mapka lokalít gregorianskych brekcií M 1:500 000

gregorianskych brekcií vo východoslovenskom úseku bradlového pásma bol evidentný už pri mapovacích prácach (J. NEMČOK 1980). V západoslovenskom a oravskom úseku bradlového pásma tento genetický fenomén postrehol aj D. ANDRUSOV (1965), no jeho ďalekosiahly význam nedocenil (porov. R. MARSCHALKO—J. HAŠKO—O. SAMUEL 1979). Najnovšie aj K. BIRKENMAJER (1986) uvádza, že v jarmutskej formácii sa vyskytujú olistolity, ktoré vytvárajú izolované bradlá. Na jednotlivých lokalitách gregorianskych brekcií pozorujeme nahromadený ostrohranný materiál všetkých veľkostných rozmerov, od drobných úlomkov až po balvany. Pre gregorianske brekcie je typické, že prevládajúci materiál pochádza z jedného zdroja. V bradlovom pásme na východnom Slovensku od Pienín po Demjatu pozorujeme tri hlavné litotypy gregorianskych brekcií. Sú to brekcie s prevládajúcim materiálom krinoidových vápencov, titónsko-neokómskych vápencov a hrdzavočervených a sivých púchovských slieňov vrchnej kriedy.

Ostrohrannosť brekcií, chaotické usporiadanie a uloženie v zlepencoch flyšu bradlového pásma nám núka vysvetlenie ich vzniku. Najpravdepodobnejšie sa ostrohranné úlomky gravitačne dostali do vodného prostredia, v ktorom boli prítomné exotické valúny. Z toho dôvodu pozorujeme vedľa seba ostrohranné úlomky s dobre opracovanými valúnmi. Veľké bloky s tým istým zložením ako drobné ostrohranné klasty sú najpravdepodobnejšie súčasťou brekcií,

Obr. 1 Geologická mapa širšieho okolia Jarabiny
1 — vnútrokarpatský paleogén (podtatranská skupina), 2 — magurský flyš (krynická jednotka), 3 — pestré ílovce (paleocén — stredný eocén), 4 — pročské vrstvy (paleocén — stredný eocén), 5 — ílovce a pieskovce kremňanského vývoja (paleocén — stredný eocén), 6 — gregorianske brekcie, 7 — púchovské sliene, 8 — flyšové sedimenty albu—cenomanu, 9 — jursko-kriedové bradlá, 10 — násunové línie, 11 — zlomy

gravitačne sklznutých do oblasti ich depozície. Menšie bloky aj po neskorších tektonických pochodoch zotrvali spolu s brekciami vo flyšových postupnostiach. Ako príklad môže slúžiť blok hľuznatého vápenca veľkosti 2 × 3 m pri Litmanovej (obr. 4), ktorý je obklopený drobnou ostrohrannou drvinou uprostred flyšu. Niekoľko desiatok metrov veľké bloky tvoria izolované bradlá a len ojedinele sa v ich blízkosti nachádzajú drobnejšie brekcie, ktoré môžu robiť dojem transgresívnych brekcií na bradle.

Opis študovaných lokalít

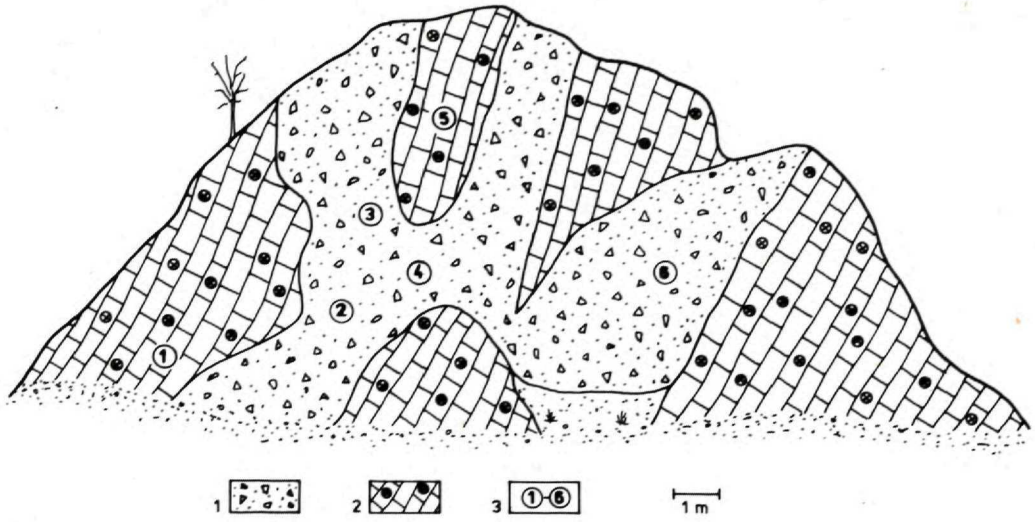
Na prehľadnej orientačnej a geologickej mape lokalít gregorianskych brekcií (obr. 1, 2) sú vyznačené obce, v blízkosti ktorých sú ich výskyty. Okrem týchto spracovaných lokalít sa brekcie nachádzajú aj na ďalších miestach, no zatiaľ k ich spracovaniu nedošlo. Doteraz spracované lokality sú:
1. Terňa, 2. Litmanová, 3. Milpoš, 4. Jarabina.

1. Terňa (obr. 3). Brekcie sa nachádzajú 1 km severne od kostola v Terni. Ide o vyťažený lom (10 × 5 m), v ktorom ťažili krinoidové vápence dogeru. Brekcie (tab. XIX, obr. 3) v opustenom lome sú makroskopicky ľahko rozlíšiteľné. Jeden typ brekcií sa skladá prevažne z ružovkastých a bielych krinoidových úlomkov a druhý typ brekcií obsahuje zase titónsko-beriaské vápencové úlomky pleťovej farby. Farebne sa obidva typy brekcií nápadne líšia. Krinoidové brekcie sú svetloružovkasté. Hrubopiesčitá základná hmota (matrix) je hrdzavočervená a zvýrazňuje farebnosť tohto typu brekcií. Svetlé brekcie sú zložené hlavne z titónsko-beriaských úlomkov. Čierne rohovce, ktoré sú tiež hojne zastúpené v brekciách, ostro kontrastujú s ich svetlým vzhľadom.

Úlomky vápencov a rohovcov dosahujú maximálne 15—20 cm veľkosť. Priemerná veľkosť úlomkov je asi 5 cm. Vzťah k okolitému flyšu nie je viditeľný.

Vzorka č. 1 je po litologickej stránke monomiktná karbonátová brekcia. Obsahuje klasty svetloružových hrubozrnných krinoidových vápencov. Vápence sú biosparity alebo mikrobiosparity. Biozložka tvorí podstatnú časť horniny. Najmä krinoidové články sú hojne zastúpené a často tvoria horninotvornú zložku. V podradnom množstve sa vyskytujú hruboschránkové lamelibranchiáty vláknitej štruktúry, úlomky schránok rodu *Inoceramus*, machovky, ostne ježoviek, veľké foraminifery a úlomky *Tubiphytes*.

Vzorka č. 2 reprezentuje polymiktné karbonátové brekcie. Klastický materiál brekcií tvoria vo väčšine prípadov biomikrity. Ide prevažne o organogénne vápence „vláknovej" mikrofácie. Okrem uvedenej biozložky sa vyskytujú aj krinoidy, úlomky schránok brachiopódov, lamelibranchiátov, *Globochaete alpina* Lombard a *Gemeridella minuta* Borza et Mišík. Foraminifery sú zastúpené rodmi *Ophthalmidium*, *Vidalina* a *Protoglobigerina*. Z ďalších klastov bohatých na mikrofosílie sa tu nachádzajú svetloružové kalové vápence. Vyznačujú sa prítomnosťou protoglobigerín, „filamentov" a rádiolárií. Ostatnú zložku tvoria zriedkavé foraminifery (*Spirillina* sp.,



Obr. 3 Náčrt steny v opustenom lome, lok. Terňa
1 — gregorianske brekcie, 2 — krinoidové vápence, 3 — vzorkový materiál

Lenticulina sp., *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp.), ostrakódy, prierezy aptychov, hruboschránkové lamelibranchiáty, ostne ježoviek, *Cadosina parvula* NAGY, *Stomiosphaera* sp. a amonity v juvenilnom štádiu. Hojný je jemný biodetrit bez bližšieho určenia. Ostatné klasty sú zastúpené klastickým kremeňom v siltovej frakcii.

Ďalší z klastov je tvorený krinoidovým biomikritom. Okrem krinoidov pigmentovaných limonitom sa vyskytujú ostne ježoviek *Cladocoropsis* sp., *Dentalina* sp., lagenidné foraminifery (bližšie neurčiteľné) a *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. Vekovo zodpovedajú malmu.

Ďalej sme zistili organogénne vápence s krasikoláriovou a kalpionelovou mikrofáciou. Študované vápence zaraďujeme do vrchného titónu a do beriasu (zóna *Calpionella*). Slieňovce sú zriedkavo pigmentované limonitom a vyskytujú sa v nich foraminifery rodu *Hedbergella*.

Vyššie opísané klasty sa nachádzajú v slieňovci s rozlámanými foraminiferami rodu *Hedbergella*. V základnej hmote sa vyskytujú klasty kalpionelového vápenca.

Vzorka č. 3 je reprezentovaná klastami vápencov, ktoré sú po mikrofaciálnej stránke zhodné so vzorkou č. 2. Po mikrofaciálnej stránke je zaujímavý klast svetloružového kalového vápenca. Mikrofosílie sa tu vyskytujú v hojnom množstve a tvoria monospoločenstvo. Vo výbruse sme zistili *Saccocoma* sp. a v nepatrnom množstve rádiolárie, aptychy a kadosiny. Klasty vyššie opísaného organogénneho vápenca sa nachádzajú v kalovej základnej hmote. Mikrofosílie sú poškodené a s najväčšou pravdepodobnosťou patria k planktonickým foraminiferám. Vo forme klastov sa vyskytujú limonitom sfarbené slieňovce s prierezmi schránok rodu *Hedbergella* a *Thalmanninella*.

Výbrus č. 3 (7) je reprezentantom základnej hmoty. V mikritovej základnej hmote sa vyskytujú veľké krinoidy s výraznou sieťovou štruktúrou. Okrem nich sú prítomné *Tubiphytes* a veľké lagenidné foraminifery.

Vzorka č. 4 je polymiktná karbonátová brekcia s prevládajúcou základnou hmotou. Klastový materiál je zastúpený vápencami liasového (?) — spodnokriedového veku. V základnej hmote sa vo väčšom množstve vyskytujú úlomky pestrých slieňov s foraminiferovou mikrofaunou. Prevládajú *Hedbergella* sp. a zriedkavo sa vyskytujú *Thalmanninella* sp. a *Heterohelix* sp. Extraklasty sú podradné a na rozdiel od pestrých slieňov sú opracované. Po petrografickej stránke sú extraklasty reprezentované pieskovcami, bridlicami a metamorfovanými horninami.

Vzorka č. 5 patrí k svetloružovým hrubozrnným krinoidovým vápencom. Po mikrofaciálnej stránke ide o biosparity. Vyznačujú sa bohatým zastúpením krinoidov. Spolu s nimi, ale v podradnom množstve, sa vyskytujú úlomky lamelibranchiátových a brachiopódových schránok a bližšie neurčiteľné veľké foraminifery. Prítomné sú aj *Tubiphytes*, machovky a ostne ježoviek.

Preštudovaný odkryv ukončuje vzorka č. 6. Z litologického hľadiska reprezentuje polymiktné karbonátové brekcie. Klastový materiál je podobný ako vo vzorke č. 2. Po petrografickej stránke sú klasty zastúpené rôznymi litologickými typmi. Biomikrity sa vyznačujú vláknovou mikrofáciou. V hojnom množstve sa vyskytujú „filamenty" a v podradnom množstve ostatná organická zložka. Sú to: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Nodosaria* sp., krinoidy, *Cadosina parvula* NAGY, *Colomisphaera* sp., ostne ježoviek a ostrakódy. V ďalšom klaste k vyššie uvedenej asociácii pristupujú *Protoglobigerina*, úlomky juvenilných schránok lamelibranchiátov a ostrakódov. Svetloružové kalové vápence sú charakterizované filamentovo-sakokómovou mikrofáciou. V ich asociácii sa vyskytujú globochéty a foraminifery (*Trochammina* sp., *Spirillina* sp. a *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK). Nájdu sa aj klasty s kalpionelami. Klasty s krasikoláriami patria k titónu. V nich prítomné jedince rodu *Calpionella* reprezentujú horniny vrchného titónu — beriasu. V mikritovej hmote pozorujeme *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH a malé formy *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU. Základná hmota je biomikritová. Biozložku zastupujú veľké krinoidy. *Tubiphytes* sp., machovky, planktonické foraminifery rodu *Hedbergella* a veľké foraminifery rodu *Lenticulina*. Z extraklastov sú prítomné opracované zrnká kremeňa a metamorfitov vo frakcii jemnozrnných pieskov. Drobné úlomky pestrých slieňov sú bohaté na planktonické foraminifery rodu *Hedbergella, Heterohelix, Thalmanninella* a *Calcipshaerula*.

Súhrn

Študovaný odkryv predstavuje karbonátové brekcie. Časť z nich patrí k monomiktným karbonátovým brekciám (vz. č. 1, 5). Z klastov sa v najhojnejšom množstve vyskytujú hrubozrnné krinoidové vápence s tubifytmi, ostňami ježoviek a veľkými foraminiferami. Opísané mikroorganizmy majú široké stratigrafické rozpätie.

Druhá časť odkryvu je reprezentovaná vzorkami č. 2, 3, 4, 6. Sú to polymiktné karbonátové brekcie. Klastový materiál zastupujú stratigraficky dokázané vápence dogeru — vláknovo-protoglobigerínovej mikrofácie, malmu — krinoidové vápence s *Protopeneroplistriata*, vápence malmu sakokómovej mikrofácie, titónu — krasikolériovej mikrofácie a vrchného titónu — beriasu — kalpionelovej mikrofácie. Stredná krieda a spodná časť vrchnej kriedy je zastúpená pestrými slieňmi. Vyskytujú sa v nich planktonické foraminifery rodu *Hedbergella, Thalmanninella* a *Heterohelix*.

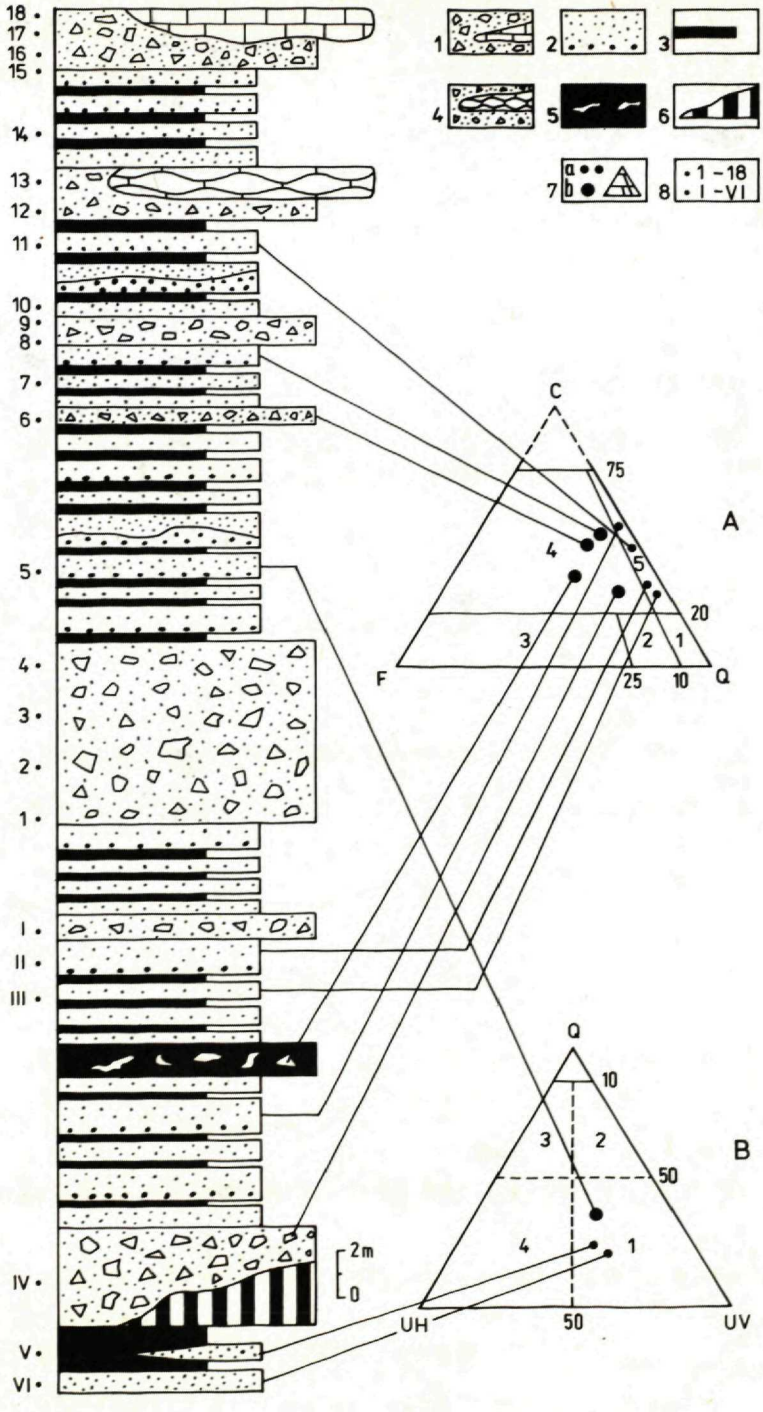
Základná hmota v monomiktných brekciách je tvorená sivým, sivoružovým slieňovcom s krinoidmi, tubifytmi a veľkými foraminiferami. Polymiktná karbonátová brekcia má slienitú základnú hmotu, v ktorej sa vyskytujú v malom množstve extraklasty a úlomky pestrých slieňov s *Hedbergella* sp., *Thalmanninela* sp., *Heterohelix* sp.a *Globotruncana* sp.

Monomiktné brekcie nevieme vekovo zaradiť, nakoľko mikrofosílie, ktoré sa v nich vyskytujú, majú široké stratigrafické rozpätie. Polymiktné karbonátové brekcie na základe prítomnosti vekovo dokázaných klastov pestrých slieňov považujeme za mladšie ako vrchná krieda.

2. Litmanová (obr. 4). 800 m ssv. od kostola v Litmanovej nachádzame v potoku gregorianske brekcie. Vyskytujú sa v niekoľkých polohách vo svahu potoka aj v jeho údolnej nive. Potok tečie do Litmanovej od kóty Grynik (935,4 m). Celý profil je schematicky zobrazený na obr. 4. Tu vidieť, že rôzne hrubé polohy gregorianskych brekcií sú uložené priamo vo flyšových sekvenciách. Sedem odkryvov brekcií je v dôsledku tektonického sprehýbania (zvrásnenia) flyšových sekvencií navzájom prepojených. Niektoré polohy sú nad sebou v stratigraficko-litologickej postupnosti. Priemer oválnych valúnov ani ostrohranné úlomky nepresahujú 10 cm. Výnimku tvorí brekciovitá poloha, kde hľuznatý čorštýnsky vápenec veľkosti 2 × 3 m obklopujú ostrohranné úlomky karbonátov, ktoré sú maximálne 10 cm veľké. Poloha tehlovočervených púchovských slieňov je najpravdepodobnejšie tiež veľkým klastom v brekciách. V profile sa vyskytuje asi 2—5 m hrubá poloha parakonglomerátu. Pracovne sa tento sediment často v starších záznamoch opisoval ako „skamenelé blato" Z. Stránik (1965) F. J. Pettijohn (1975) odporúča takéto zlepence s viac ako 15 % matrixu nazývať parakonglomerátmi.

V profile odlišujeme flyšové súvrstvie, ktoré je tvorené hlavne pieskovcami a len v menšej miere siltovcami a ílovcami. V tejto sekvencii sa epizodicky vyskytuje viac polôh karbonátových brekcií. Pieskovce sú tvorené najčastejšie T_{a-b-c} intervalmi Boumu. Ojedinele sa v pieskovcoch vyskytujú nepravidelné polohy a šmuhy jemnozrnných zlepencov (veľkosť zŕn 1—2 cm). Dominujú jemnozrnné a strednozrnné pieskovce (obr. 4). Podľa látkového zloženia sú v profile zastúpené drobové pieskovce, droby a vápencové pieskovce. Zaradenie hornín do klasifikačných diagramov je na obr. 4.

Drobové pieskovce. Podľa zrnitostného zloženia patria do skupiny jemnozrnných drobových pieskovcov. Kremeň, ktorý má najčastejšie subangulárny tvar, tvorí hlavnú detritickú zložku horniny (40—60 %). Živce (1—2) % sú zastúpené ortoklasom a plagioklasom (1:1). Častá je kalcifikácia


18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
I
II
III
IV
V
VI
2m
0
1
2
3
4
5
6
7a
7b
8
1 - 18
I - VI
C
75
20
25
10
F
Q
A
UH
50
UV
B

živcov. Zo sľúd je prítomný muskovit. Úlomky hornín (1—8 %) sú tvorené hlavne vápencami. Ide väčšinou o biomikrity, v ktorých prevládajú mikrofosílie jurského a spodnokriedového veku. Časté sú vápence, v ktorých sa vyskytuje protoglobigerínovo-rádiolária mikrofácia a filamentovo-globochétová mikrofácia, ďalej mikrofácia sakokómová a krasikolária. Sporadicky sa vyskytujú úlomky kryštalických bridlíc a hornín melafýrového typu. Základná hmota je ílovito-karbonátová.

Droby. Podľa granulometrického zloženia dominujú strednozrnné droby. Priemerná veľkosť zŕn sa pohybuje v rozmedzí 0,25—0,30 mm. Dominujúcim minerálom je kremeň (30—40 %). Živce (2—3 %) sú zastúpené ortoklasom, plagioklasom a sporadickým mikroklínom. Zo sľúd dominuje muskovit. Biotit sa vyskytuje sporadicky. Z akcesorických minerálov je v hornine prítomný granát a zirkón, z autigénnych minerálov dominuje kalcit. Z úlomkov hornín dominujú vápence s obdobným zložením ako u drobových pieskovcov. Tieto úlomky majú vyšší stupeň zaoblenia ako detritický kremeň. Menej hojné (2—5 %) sú úlomky fylitov, rúl, pieskovcov a ílovcov. Základná hmota je ílovito-karbonátová.

Vápencové pieskovce. Sú zastúpené jemnozrnnými a strednozrnnými varietami. V základnej karbonátovej hmote dominujú úlomky vápencov (30—40 %). Vyskytujú sa v nich obdobné mikrofácie ako v drobových pieskovcoch. Klastická prímes je tvorená kremeňom (5—20 %), živce (1 %) sú tvorené hlavne plagioklasom. Úlomky kryštalických bridlíc (2—5 %) sú zastúpené hlavne muskovitickými fylitmi. Tmel je tvorený kalcitom.

Vzorka č. 18, 17 pochádza z odkryvu 2,2 m hrubých, svetloružových kalových a nevýrazne hľuznatých vápencov, tvoriacich olistolity vo flyšovej sekvencii (obr. 4). Vápence sú biomikrity a vyznačujú sa „filamentovo"-globochétovou mikrofáciou. Vo výbrusoch pozorujeme, že časť skúmaných filamentov patrí k porušeným lamelibranchiátovým schránkam v juvenilnom štádiu. Hojné sú aj protoglobigeríny a globochéty. Posledné z nich sú zastúpené jedincami *Globochaete alpina* LOMBARD a *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK. Zriedkavo sa vyskytujú krinoidy, *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Vidalina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Frondicularia*, sp., *Cadosina parvula* NAGY, *Colomisphaera* sp., rádiolárie, ostrakódy, hruboschránkové lamelibranchiáty a organogénna drvina bez bližšieho určenia. Opísané vápence sú rozpukané a pukliny sú vyplnené sivozeleným a červenohnedým slieňovcom, v ktorých sa nevyskytujú mikrofosílie. Preštudované vápence zaraďujeme do kelovej — oxfordu.

Obr. 4 Schematický litologický profil lok. Litmanová
1 — karbonátové brekcie s olistolitmi, 2 — pieskovce, 3 — ílovce, 4 — olistolit z hľuznatého vápenca, 5 — parakonglomerát, 6 — púchovské sliene, 7 — a) jemnozrnné, b) strednozrnné pieskovce v klasifikačných diagramoch, 8 — vzorky na mikrofaciálnu analýzu.
A. Klasifikačný diagram pieskovcov v úprave Z. KUKALA (1985)
1 — kremenný pieskovec, 2 — arkózovitý pieskovec, 3 — arkóza, 4 — droba, 5 — drobovitý pieskovec. Q — kremeň a stabilné úlomky hornín, F — živce a nestabilné úlomky hornín, C — íl.
B. Klasifikačný diagram kalkarenitov podľa J. KONTU (1973), 1 — vápencový pieskovec, 2 — kalci-kremenný pieskovec, 3 — litoklasticko-kremenný pieskovec, 4 — litoklastický pieskovec. Q — kremeň, UV — úlomky vápencov, UH — úlomky hornín

V blízkosti opísaných vápencov (ľavý breh potoka) je 3 m hrubá poloha, tvorená hruboklastickými pieskovcami až brekciami (vzorka č. 16, 15). Prevládajúcu klastickú zložku tvoria vápence. Zistili sme klasty so *Saccocoma* sp., kimeridžského veku. Klasty vápencov s krasikoláriami vrchnotitónskeho veku, vápence s kalpionelami titónu—beriasu, klasty sivoružových vápencov s protoglobigerínami, so stratigrafickým zaradením kelovej—oxford. Zriedkavo sa vyskytujú vápence rádiolóriovej mikrofácie a rádiolarity s rádiolóriami. Za najmladší mikrofaunisticky doložený klast považujeme pestré sliene s *Hedbergella* sp., *Globotruncana* sp., *Thalmanninella* sp. a *Heterohelix* sp. Tieto zaraďujeme do vrchnokriedového veku — (koňak). Základná hmota je karbonátová. Vo výbruse vzorky č. 15 sa vyskytujú orbitoidné foraminifery, *Anomalina* sp. a hruboschránkové lamelibranchiáty. V profile uprostred pieskovcov sú 4 polohy polymiktných vápencových brekcií (obr. 4, vzorky č. 12, 13, 9, 8, 6, 4, 3, 2). Vápencové klasty sú zastúpené litofaciálnymi typmi vápencov jurského, stredno a vrchnokriedového veku. Zistili sme krinoidový biomikrit s foraminiferami (*Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp.). Zriedkavo sa vyskytujú *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK a „filamenty". Hojné sú klasty svetloružových vápencov „filamentovej" mikrofácie. V asociácii „filamentov" sa vyskytujú rádiolárie, globochéty, ostne ježoviek, amonity (juvenilné štádium) a *Cadosina parvula* NAGY. Okrem mikroorganizmov sú prítomné detritické zrnká kremeňa a zrnká autigénneho kremeňa.

Sivohnedé celistvé vápence obsahujú „filamenty" *Protoglobigerina* sp., *Cadosina parvula* NAGY a drobnú organogénnu drvinu, bližšie neurčiteľnú. Časté sú klasty sakokómovej, krasikoláriovej a kalpionelovej mikrofácie. Dokázané jedince *Crassicollaria parvula* REMANE, *Cr. massutiniana* (COLOM), *Cr. brevis* REMANE, *Calpionella alpina* LORENZ stratifikujú vápence do vrchného titónu. S uvedenými krasikoláriami sa vyskytujú v menšom množstve echinodermatové články, aptychy, globochéty a jemná drvina „filamentov". Vo svetlosivých kalových vápencoch pozorujeme kalpionely. Zistili sme prítomnosť jedincov *Calpionella alpina* LORENZ a ojedinele malé formy *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, globochéty a rádiolárie.

Kalpionelové vápence s väčším percentuálnym podielom ílovej zložky obsahujú rádiolárie a malé formy planktonických foraminifer rodu *Hedbergella.*

K najmladším faunisticky dokázaným klastom patria červené slieňovce, v ktorých sú foraminifery vrchnokriedového veku. Zriedkavo sa vyskytujú klasty so strednokriedovými foraminiferami. Vrchnokriedová fauna je zastúpená jedincami *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncana* sp., *Thalmanninella* sp., *Hedbergella* sp., a *Heterohelix* sp. Vo väčších klastoch zisťujeme vyššie uvedené jedince, pričom hedbergely sú porušené. Klasty pestrých slieňov, ktoré veľkosťou zodpovedajú jemnozrnným pieskovcom, sú charakterizované monospoločenstvom rozlámaných jedincov rodu *Hedbergella.* Vzhľadom na dôležitosť stratigrafickej interpretácie klastov pestrých slieňov treba poznamenať, že zástupcovia rodu *Hedbergella* patria medzi druhy so širším vekovým rozpätím barém—spodný alb. Nakoľko schránky sú porušené, predpokladáme, že ide o preplavené formy. Okrem vápencových klastov sa tu vyskytujú neopracované úlomky kremeňa a živcov.

V nepatrnom množstve sú prítomné zmenené bázické horniny diabázovej magmy, epimetamorfované sedimentárne horniny a klasty vyvrelých kyslých hornín.

V odkryve sa ďalej uprostred pieskovcov vyskytuje 90 cm hrubá poloha polymiktných brekcií (vzorka č. 1) a 3,5 m poloha vápencových brekcií (vzorka č. 4). Sú tvorené prevažne klastami vápencov. V oboch polohách sú časté klasty vápencov s kalpionelami (*Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU).

Tintininy sú sprevádzané *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK a ostrakódmi. Čo sa týka percentuálneho zastúpenia klastov, popri kalpionelových vápencoch sú časté i krinoidové vápence — kalcirudity. Mikrofosílie sú zastúpené krinoidmi, miliolidnými foraminiferami (bližšie neurčiteľné), *Tubiphytes* sp., veľkými foraminiferami rodu *Anomalina* a *Lenticulina*. Ďalší klast pochádza zo svetloružových celistvých vápencov — biomikritov, preplnených sakokómami. Zriedkavo sa vyskytujú echinodermatové články, *Cadosina parvula* NAGY, „filamenty", globochéty a *Colomisphaera* sp. Z klastickej prímesi sa nachádzajú zrná kremeňa a dolomitu. K zriedkavo sa vyskytujúcim klastom patria rádioláriové vápence, rohovcové vápence, dolosparity, červené vápnité siltovce (bez mikrofosílií) a vápnité ílovce s *Thalmanninella* sp. Klasty sú uložené v siltovej základnej hmote, v ktorej sa nevyskytujú mikrofosílie, preto o stratigrafickom začlenení opísaných brekcií uvažujeme na základe klastov, ktoré sú vekovo určené.

Vzorky č. 2 a 4 sú sivé monomiktné brekcie, ktoré vystupujú spolu s tmavými vápnitými ílovcami. Klastový materiál brekcií je zastúpený rohovcovými vápencami a tmelený je kalcitom (vzorka č. 2).

Vzorka č. 3 predstavuje brekciu s klastami rohovcových vápencov rádioláriového a kalpionelového vápenca. Základná hmota je tvorená vápnitým pieskovcom až piesčitým vápencom. Mikrofosílie sú zastúpené porušenými foraminiferami rodu *Globotruncana, Thalmanninella, Eponides* a *Globorotalia*. Mikrofosílie sa vyskytujú v hojnom množstve. Ide o porušené foraminiferové schránky, tvorené 1—2 komôrkami. Veľkosťou a hrúbkou steny schránky sa líšia od planktonických foraminifer rodu *Hedbergella* a *Thalmanninella*. Spolu s porušenými schránkami sú prítomné i zachovalé schránky globorotaliidných foraminifer, napr. *Globorotalia* cf. *crassata* (určila V. GAŠPARIKOVÁ), *Globigerina* sp. a *Turborotalia* sp. Vyššie uvedená mikrofauna stratifikuje študované horniny do paleogénu.

Súhrn

V preštudovanom odkryve tvoria polymiktné brekcie ohraničené polohy, ktoré vystupujú uprostred pieskovcov alebo vápnitých ílovcov. V brekciách tvoria dominujúcu zložku vápence. Pri posudzovaní zastúpenia klastov len v jednej polohe brekcií zisťujeme, že prevládajú klasty svetloružových, kalových — nevýrazných hľuznatých vápencov so stratigrafickým zaradením do keloveju

—oxfordu. Ide o polohu brekcií, ktorá vystupuje v blízkosti veľkého klastického bloku na začiatku profilu (vzorka č. 18, 17).

Pokiaľ ide o zastúpenie klastov v ostatných skúmaných polohách brekcií, môžeme konštatovať, že klastový materiál vápencov je polymiktný. Pri petrograficko-mikrofaciálnom štúdiu sme nezistili výrazné zmeny v percentuálnom zastúpení jednotlivých litologických typov. Pri skúmaní zaoblenia vápencových klastov a pri ich porovnávaní s ostatnými úlomkami zisťujeme, že vápencové klasty majú nižší stupeň zaoblenia ako klasty bázických hornín diabázového typu, epimetamorfované horniny a klasty kyslých vyvrelých hornín. Najmenej opracované sú klasty pestrých slieňov.

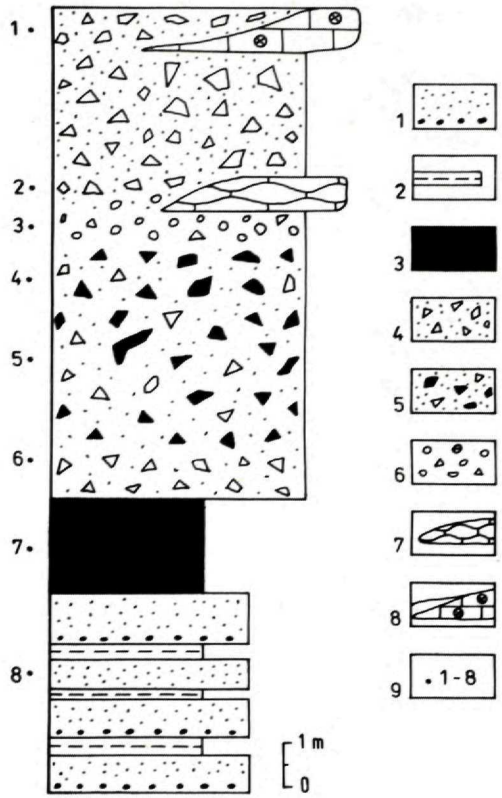
Z výsledkov mikrofaciálneho vyhodnotenia vápencov vyplýva, že v profile dominujú vápence jurského a spodnokriedového veku. Okrem toho sa vyskytujú klasty, sparity alebo dolosparity, o ktorých nemáme mikrofaunistickú informáciu (trias?). Pokiaľ ide o množstvo a stav zachovania mikroorganizmov vo vápencových klastoch, konštatujeme, že ide o vápence sakokómovej, kalpionelovej, rádiolóriovej filamentovo-protoglobigerínovej mikrofácie. Výnimku tvoria pestré sliene vrchnokriedového veku. V nich je hojná foraminiferová mikrofauna zastúpená hedbergelami, talmaninelami a globotrunkánmi. Hedbergely sú z nich najviac porušené. Výrazné monospoločenstvo rodu *Hedbergella* sme zistili v klastoch malých rozmerov. Za zaujímavé klasty z hľadiska mikrofaciálneho považujeme svetloružové krinoidové biosparity. Mikrofauna v nich prítomná (miliolidné foraminifery, veľké foraminifery, ako i úlomky tubifytov a machoviek) študované klasty nestratifikuje.

Klastový materiál je rozmiestnený v jemnozrnných vápencových pieskovcoch. Mikrofauna je zastúpená foraminiferami stredno až vrchnokriedového veku. Na základe určenia mikrofauny v klastoch (najmladšie sú vrchnokriedové) konštatujeme, že brekcie sú mladšie ako vrchná krieda. Paleogénny vek brekcií potvrdzujú globorotálie a globigeríny, ktoré sme zistili v základnej hustote brekcií, v jemnozrnných pieskovcoch.

Odkryv ukončujú siltovce a s nimi alternujúce sivé vápnité ílovce sú paleogénneho veku. Na základe globigerín, globorotálií a turborotálií zaraďujeme vápnité ílovce do paleogénu. Podľa určenia V. GAŠPARIKOVEJ (ústna informácia) sú eocénneho veku.

3. Milpoš (obr. 5). Profil sa nachádza 1500 m s. od kostola v Milpoši. Je to zárez lesnej cesty medzi kótou Gregúrka (803,2 m) a kótou 761,0. Ide o časť cesty smerujúcej na Kostolný vrch. Profil je asi 35—40 m dlhý. Jeho osobitosť je v tom, že klasty tvoriace gregoriansku brekciu sú úlomky vrchnokriedových tehlovočervených púchovských slieňov. Úlomky slieňov vrchnej kriedy, ktoré ľahko podliehajú deštrukcii, sa vyskytujú spolu s oválnymi valúnmi staršieho mezozoika. V profile odlišujeme brekcie s prevahou karbonátov, brekcie s prevahou tehlovočervených a zelenosivých slieňov, brekcie s výskytom oválnych kremeňov ∅ 5 cm a brekcie, ktoré obsahujú všetky vyššie zmienené zložky, ale žiadna nie je dominantná.

Mezozoické horniny sú zastúpené sivými a sivozelenými jemnozrnnými



Obr. 5 Schematický litologický profil lok. Milpoš
1 — pieskovce, 2 — ílovce, 3 — púchovské sliene, 4 — brekcie s prevahou karbonátov, 5 — brekcie s prevahou úlomkov púchovských slieňov, 6 — brekcie so zaoblenými valúnmi kremeňa, 7 — olistolit z hľuznatého vápenca, 8 — olistolist z klinoidového vápenca, 9 — vzorkový materiál

krinoidovými vápencami s nepravidelnými polohami rohovcov (vzorka č. 1). Tieto tvoria väčší blok, s hrúbkou 2,9 m. Vápence sú po petrografickej stránke biosparity. V najhojnejšom množstve sa v nich vyskytujú krinoidy. Ide o rekryštalizované echinodermatové články, ktoré sa javia pod mikroskopom ako monokryštály kalcitu. V ich asociácii sa vyskytujú hruboschránkové lamelibranchiáty. Z klastickej prímesi sú zriedkavé zrnká kremeňa. Polohy rohovcov sú na základe výskytu ihlíc húb spongolity. V pokračovaní vystupujú červenohnedé krinoidové vápence. Hrúbka klastu dosahuje 3 m (vzorka č. 2).

Odlišný litofaciálny a mikrofaciálny charakter majú čevenohnedé hľuznaté vápence (vzorka č. 2). V mikritovej základnej hmote sa vyskytujú tenkoschránkové lamelibranchiáty. Zriedkavejšie sú krinoidy, foraminifery (*Lenticulina* sp., *Vidalina* sp., *Spirillina* sp.), ostrakódy, *Globochaete alpina* LOMBARD a *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK. Kremenné zrnká v pieskovcovej frakcii majú limonitovú obrubu.

Vyššie opísané horniny nevieme presne stratigraficky začleniť. Mikrofaunistické spoločenstvo má široké stratigrafické rozpätie. Na základe korelácie s horninami, ktoré vystupujú na povrchu a s preštudovanými vápencami ich zaraďujeme do liasu—spodného dogeru.

Tieto vápence tvoria bloky (olistolity) v polymiktných vápencových brekciách (hrúbka 10—12 m). Základnú hmotu brekcií tvorí jemnozrnný sivozelený drobový pieskovec. Pestré púchovské sliene patria k najhojnejšie zastúpeným klastom. Okrem pestrých slieňov pozorujeme v nepartnom množstve klasty vápencov (svetlosivé kalové vápence, ružové kalové vápence, svetloružové krinoidové vápence), klasty sivých rohovcov, epimetamorfovaných hornín, bázických hornín, echinodermatové články a zrnká kremeňa (vzorka č. 3, 3a, 4a). Vo vrchnej časti opísaných brekcií prevládajú pestré sliene a ostatné klasty sú zastúpené len sporadicky (vzorka č. 5). Niektoré z klastov obsahujú mikroorganizmy, ktoré majú stratigrafickú hodnotu. Za najmladšie, najhojnejšie zastúpené, a pokiaľ ide o veľkosť aj za najväčšie klasty považujeme pestré sliene. Vyznačujú sa bohatým zastúpením foraminiferovej mikrofauny vrchnokriedového veku. Z nich sú zachovalé hlavne globotrunkány. Rody niektorých z nich sme neidentifikovali v dôsledku rekryštalizácie. V asociácii globotrunkán sa vyskytujú jedince rodu *Hedbergella*, *Thalmanninella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* a *Heterohelix*. Z výbrusových preparátov sme určili jedince *Globotruncana linneiana linneiana* (D' ORBIGNY) a *Globotruncana linneiana spinea* KIKOINE (určenie V. GAŠPARIKOVEJ).

Pokiaľ ide o zastúpenie mikrofosílií, môžeme konštatovať, že väčšie klasty pestrých slieňov obsahujú miešané spoločenstvo stredno až vrchnokriedového veku. Zároveň konštatujeme, že foraminiferová mikrofauna strednokriedového veku (*Hedbergella*, *Thalmanninella*) v porovnaní s vrchnokriedovými globotrunkánami je viac porušená.

Okrem klastov červených slieňov sme zistili aj sivé sliene s hedbergelami, talmaninelami a s kalcisférulami, ktoré sú strednokriedového veku. Vekove staršie vápencové klasty sú zastúpené kalpionelovou, krasikolériovou, sakokómovou, rádiolériovou, „filamentovou", filamentovo-globochétovou a krinoidovou mikrofáciou. Vyššie opísané mikrofácie sa vyznačujú bohatým zastúpením mikroorganizmov. Napr. tintininy sivé kalové vápence stratifikujú do titónu—beriasu. V základnej hmote pozorujeme *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU) a *Colomisphaera minutissima* (COLOM). Zriedkavo sa vyskytujú klasty s *Calpionellopsis simplex* COLOM *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH). Na základe výskytu organických zvyškov patria do beriasu. Bohaté je zastúpenie jedincov rodu *Saccocoma* v svetloružových kalových vápencoch kimeridžského veku. Tieto sa vyznačujú aj bohatým zastúpením tenkoschránkových lamelibranchiátov. Študované vápence zaraďujeme do keloveju—oxfordu. Zriedkavo sa vyskytujú svetlé mikrozrnité vápence — sparity. Okrem vyššie opísaných vápencových klastov sme zistili extraklasty, zastúpené epimetamorfovanými sedimentárnymi horninami a bázickými vyvrelými horninami diabázovej magmy. Vo frakcii jemnozrnných pieskovcov sa vyskytujú zrnká kremeňa a šľudy (muskovit a biotit).

Základnú hmotu brekcií tvorí jemnozrnný drobový pieskovec, miestami s kalcitovým tmelom. Kremenné zrnká tvoria hlavnú zložku pieskovcov. Okrem kremenných zŕn sa vyskytujú lamelované plagioklasy a muskovit. V základnej

karbonátovej hmote sú prítomné foraminifery paleogénneho veku: *Globorotalia* sp., *Turborotalia* sp. a *Globigerina* sp. (vzorka č. 3).

V zároze cesty, severným smerom ku kostolnému vrchu, vystupujú červené sliene (vzorka č. 7). V blízkosti polymiktných brekcií s pestrými slieňmi vystupujú monomiktné brekcie s prevládajúcimi klastami pestrých slieňov. Mikrofaciálny obsah pestrých slieňov tvorí foraminiferové spoločenstvo vrchnokriedového veku (globotrunkánové sliene). Základnú hmotu brekcií tvorí jemnozrnný vápencový pieskovec chudobný na mikroorganizmy, ojedinele sa vyskytujú porušené foraminifery rodu *Globorotalia*.

Najväčšiu hrúbku tvoria pestré sliene. Vyznačujú sa bohatým zastúpením planktonických foraminifer. Reprezentované sú prevažne porušenými foraminiferami strednokriedového veku (*Hedbergella* sp., *Thalmanninella* sp., *Heterohelix* sp.). V ich asociácii pozorujeme foraminifery vrchnokriedového veku (*Globotruncana*). Niektoré z nich sa dajú bližšie určiť. Napr. vo výbruse vzorky č. 7 sme zistili *Globotruncana linneiana spinea* KIKOINE, *Globotruncana linneiana linneiana* (D'ORBIGNY) (určila V. GAŠPARIKOVÁ). Podľa mikrofauny patria pestré sliene do koňaku.

Geologické defilé ukončujú jemnozrnné vápencové pieskovce. Základná hmota pieskovcov je tvorená karbonátom. Klastický materiál je zastúpený subangulárne ohraničenými zrnkami kremeňa. Percentuálny odhad kremenných zŕn sa pohybuje v rozpätí 15—20 %. Často sa vyskytujú málo opracované karbonáty kalovej štruktúry. Po mineralogickej stránke je klastový materiál obohatený o zmenené živce a sľudu. Organická zložka je nepodstatná. V základnej hmote sa vyskytujú miliolidné foraminifery, textulariidné formy a ? *Globigerina*. Vo forme organogénnej drviny sú prítomné úlomky rias rodu *Solenopora*.

Súhrn

Podľa litologického opisu konštatujeme, že vyššie opísané horniny predstavujú z morfologického hľadiska veľké olistolity vystupujúce uprostred flyšového súvrstvia.

Pokiaľ ide o litologický charakter preštudovaných hornín, zisťujeme, že v podobe veľkých klastov — blokov stavebnú zložku tvoria vápence liasu až vrchnej kriedy. Prevažná časť odkryvu je budovaná polymiktnými karbonátovými brekciami. Na základe mikroorganizmov sme prevažnú časť karbonátových klastov vekovo dokázali. Najstarším klastom sú vápence liasu a najmladšie sú pestré sliene vrchnokriedového veku. Polymiktné karbonátové brekcie tvoria ústrednú časť odkryvu. Klastový materiál tvoria vápence mikrofácie: filamentovo-globochétovej, echinodermátovej, sakokómovej, rádiolároviej, krasikolároviej, kalpionelovej, hedbergelovej a kalcisferulovej. Za najmladší a najrozšírenejší klast pokladáme červené sliene s globotrunkánami. Okrem vyššie opísaných klastov sa v podradnom množstve vyskytujú extraklasty. Reprezentované sú opracovaným kremeňom, kremitými hornina-

mi, epimetamorfovanými horninami a zmenenými horninami diabázového typu. V nepatrnom množstve sa vyskytujú lupienky muskovitu a zmeneného biotitu. Klasty sú uložené v základnej psamitickej hmote. Po mineralogickej stránke ide o vápencové pieskovce. V základnej hmote sú v nepatrnom množstve prítomné foraminifery paleogénneho veku. Z mineralogicko-petrografického hľadiska sú totožné s jemnozrnnými pieskovcami, ktoré sa vyskytujú v podloží olistolitov. Základná hmota zastúpená jemnozrnným pieskovcom je paleogénneho veku. Ich vek je dokázaný globigerinami (?) a globorotáliami.

4. Jarabina (obr. 6). Profil v Jarabine sa nachádza 1 km sv. od kostola. Na úpätí kóty Gregorianka (odtiaľ pomenované gregorianske brekcie, J. Nemčok 1980) a v údolí potoka pod kótou sú hojne roztrúsené bloky brekcií. Uložené sú vo flyšových sekvenciách, viditeľné hlavne na styku s krinoidovými vápencami. V potoku sú sedimentárne brekcie tvorené hlavne z titónsko-berias-kých slienitých vápencov a časť brekcií tvoria tehlovočervené púchovské sliene s valúnmi kremeňa. Veľkosť kremeňa je asi 5—8 cm. Poloha brekcií je okolo 1 m hrubá. Severne od krinoidových a hľuznatých vápencov sú v poli roztrúsené bloky brekcií s prevahou krinoidových úlomkov. Úložné pomery krinoidových brekcií sú nejasné.

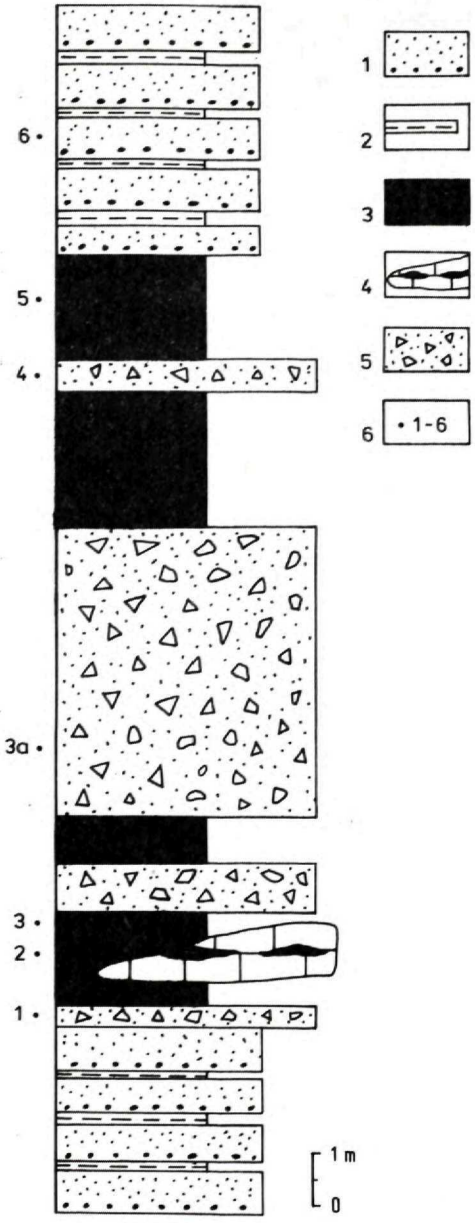
Vzorka č. 1 reprezentuje monomiktnú vápencovú brekciu. Klasty sú zastúpené sivými kalovými vápencami a sivými až sivozelenými rádiolaritmi. Klasty sú ostrohanné a ich veľkosť sa pohybuje v rozpätí 0,5—60 cm. Základná hmota brekcií je tvorená sivým kalovým vápencom.

Vápencové klasty sú tvorené rádiolóriovou, kalpionelovou a sakokómovou mikrofáciou. Vo vápencoch rádiolóriovej mikrofácie prevládajú rádiolárie. Uvedené organizmy sú rekryštalizované, výplň schránky tvorí zrnitý kalcit, pričom stena schránky je korodovaná. Najhojnejšie a najzachovalejšie sú tintininy. Na základe zistených druhov môžeme klasty stratigraficky zaradiť do: titónu — zóna *Crassicollaria*, vrchného titónu — zóna *Calpionella*, beriasu — zóna *Calpionellopsis*.

Klasty vápencov, ktoré obsahujú jedince *Crassicollaria parvula* Remane, *Crassicollaria brevis* Remane, *Crassicollaria intermedia* Durand—Delga, *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu patria do titónu. V asociácii vyššie uvedených jedincov sa vyskytujú *Globochaete alpina* Lombard, echinodermatové články, ostrakódy, filamenty, *Spirillina* sp. a *Textularia* sp.

V kalovej základnej hmote sa vyskytujú: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Remaniella cadischiana* Colom. Zriedkavo sa vyskytujú rádiolárie, ostrakódy, *Globochaete alpina* Lombard, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík, krinoidy a *Colomisphaera minutissima* (Colom). Vo vápencoch sme zistili nanokómy v horninotvornom množstve. Na základe asociácie tintiníd stratifikujeme vápence do vrchného titónu — beriasu.

Zriedkavé sú klasty s výskytom rodu *Calpionellopsis*. Okrem niektorých druhov, ktoré sú uvedené vyššie, sa objavujú *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Remaniella cadischiana* Colom, *Colomisphaera minutissima* (Colom), *Cadosina fusca* Wanner, *Gemeridella minuta* Borza et



Obr. 6 Schematický litologický profil lok. Jarabina.
1 — pieskovce, 2 — ílovce, 3 — púchovské sliene, 4 — pleťový vápenec s rohovcami, 5 — brekcie, 6 — vzorkový materiál

MIŠÍK, úlomky lamelibranchiátových schránok. Tieto klasty na základe mikrofaciálneho obsahu patria do beriasu.

Okrem vyššie opísaných klastov s tintininami beriasu sa vyskytujú v podradnom množstve sivohnedé kalové vápence sakokómovej mikrofácie. V mikritovej hmote pozorujeme sakokómy, zriedkavé sú filamenty, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, rádiolárie, *Colomisphaera carpathica* BORZA a *Colomisphaera minutissima* (COLOM). Študované vápence zaraďujeme do kimeridžu.

V rohovcoch sa vyskytuje mikrofaunistické monospoločenstvo. V sivých a sivozelených rohovcoch sú rádiolárie zo skupiny *Spumelaria* a *Naselaria*.

Kalové vápence sú charakterizované bohatým výskytom nanokómov. Rovnako ako vo vzorke č. 2 klasty vápencov sa vyznačujú rádiolárioovou, krasikolárioovou a kalpionelovou mikrofáciou. Stratigrafické zaradenie klastov je vrchná jura — spodná krieda. Základná hmota je slienitá. Obidve polohy karbonátových brekcií sú oddelené 2 m polohou pestrých slieňov. Tu sme zistili bohatú asociáciu planktonických foraminifer (vzorka č. 3). V základnej ílovito-vápenitej hmote, ktorá je sfarbená limonitom, sa vyskytujú porušené, ale aj zachované jedince rodu *Hedbergella*. V nepatrnom množstve sme zistili talmaninely, globotrunkány, globorotálie, ojedinele aj globigeríny ? (vzorka č. 3).

Študovaný odkryv je ukončený pestrými slieňmi červenej a sivozelenej farby. Uprostred pestrých slieňov sa lokálne vyskytujú valúny sivého kremeňa a rohovca. Veľkosť valúnov sa pohybuje v rozpätí 3,0—8,0 cm. Sliene sú bohaté na planktonické foraminifery. V kalovej základnej hmote dominujú hedbergely. Ide o preplavené jedince. V ich asociácii sa vyskytuje spoločenstvo vekovo mladších foriem. Sú to: *Thalmanninella* sp., *Globorotalia* sp. (?), *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., foraminifery typu *Textularia* a *Anomalina*. V študovanom úseku sme zistili, že sivé sliene, resp. sivé vápnité ílovce obsahujú v porovnaní s červenými slieňmi, pokiaľ ide o množstvo a zachovanie, menej jedincov vrchnokriedového veku. K najmladším tu patria globorotálie, ktoré sú paleogénneho veku.

Vzhľadom na dôležitosť stratigrafickej interpretácie študovaných slieňov poznamenávame, že staršie formy, i keď sa vyskytujú v hojnom množstve, nesú stopy preplavenia (napr. *Hedbergella*). Naproti tomu v ich asociácii prítomné mladšie jedince nie sú poškodené. Ak prihliadneme na prítomnosť nepoškodených jedincov rodu *Globotruncana*, ktoré sú indexovými formami pre vrchnú kriedu, pestré sliene patria do vrchnokriedového veku, avšak prítomnosť mladších jedincov, ako sú *Globorotalia* (?), ktoré sa vyskytujú v sivých vápnitých ílovcoch, poukazuje už na paleogénny vek.

Súhrn

Po mikrofaciálno-petrografickej stránke sme preštudovali sivé karbonátové brekcie a púchovské sliene. V brekciách sa vyskytujú veľké bloky sivých

kalových vápencov s rohovcami. Konštatujeme teda, že klasty majú stratigrafický rozsah kimeridž — berias.

Vápencové brekcie sú uložené v pestrých slieňoch. Zo stratigrafického hľadiska je dôležitá foraminiferová mikrofauna, ktorá sa vyskytuje v pestrých slieňoch v hojnom množstve. Na základe globotrunkánov zaraďujeme študované horniny do vrchnej kriedy.

Závery z mikrofaciálneho štúdia gregorianskych brekcií

Odkryvy v gregorianskych brekciách sú tvorené prevažne polymiktnými karbonátovými brekciami. Takmer v každom odkryve sa vyskytujú monomiktné brekcie. Uvedené monomiktné brekcie majú v každom odkryve odlišné charakteristické zloženie klastového materiálu. Na lokalite Terňa sa vyskytujú monomiktné brekcie, ktoré sú zložené z krinoidového biosparitu, na lokalite Litmanová sú brekcie tvorené klastami svetloružových, nevýrazne hľuznatých vápencov a v odkryve Milpoš sú zložené z klastov pestrých slieňov. Hlavnú stavebnú zložku brekcií na lokalite Jarabina tvoria sivé celistvé vápence.

V polymiktných brekciách prevládajú neopracované klasty karbonátov a slieňov. V podradnom množstve sú prítomné opracované extraklasty. Po petrografickej stránke boli v nich zistené horniny zo skupiny granitoidov a bázické horniny diabázového typu. Pre polymiktné brekcie je charakteristická prítomnosť epimetamorfovaných hornín a kremitých hornín.

Konkrétne údaje o stratigrafii brekcií nám prinieslo mikroskopické štúdium klastov karbonátových hornín a štúdium základnej hmoty.

Za najstaršie mikrofaciálne dokázané klasty považujeme svetloružové celistvé vápence keloveju — oxfordu. Okrem nich sú prítomné a mikrofaciálne doložené klasty kimeridžu, titónu, vrchného titónu — beriasu, beriasu, spodnej až strednej kriedy a slieňovce vrchnej kriedy. Zriedkavo sa vyskytujú opracované klasty hrubokryštalických vápencov, dolomitov, dolomitových vápencov, ktoré však nestratifikujeme.

Z mikrofaciálneho hľadiska považujeme za zaujímavé hrubozrnné krinoidové vápence s *Tubiphytes*. Časté sú miliolidné foraminifery a veľké foraminifery rodu *Rotalia*, machovky a ostne ježoviek, ktoré majú široké stratigrafické rozpätie.

Vek klastov na základe vyhodnotenia vápencov a slieňov je lias — vrchná krieda.

V súvislosti s mikrofaciálnym štúdiom klastov sme sa venovali aj mikrofaciálnemu vyhodnoteniu základnej hmoty, v ktorej sú uložené. V monomiktných brekciách je základná hmota slienitá. V reliktoch základnej hmoty sa vyskytujú rozlámané planktonické foraminifery. Prevládajú jednotlivé komôrky, ktoré veľkosťou a tvarom zodpovedajú rodu *Hedbergella* alebo *Thalmanninella* a sú strednokriedového veku.

Klasty polymiktných brekcií sú umiestnené v základnej hmote — v jemnozrnných pieskovcoch. Zriedkavo sa v základnej hmote pieskovcov vyskytujú organické zvyšky zastúpené úlomkami jedincov *Globorotalia*,

Globigerina (?) a orbitoidných foraminifer. Z uvedeného stratigrafického štúdia vyplýva, že vek gregorianskych brekcií je mladší ako vrchná krieda a s veľkou pravdepodobnosťou sú paleogénneho veku.

Stratigrafia gregorianskych brekcií

Gregorianske brekcie sú na východnom Slovensku uložené vo flyši bradlového pásma, ktorý je tvorený piesčitými vápencami, resp. vápnitými pieskovcami, niekedy drobovými pieskovcami, drobami a ílovcami sivých odtieňov. Hruboklastický komponent tohto karbonátového flyšu tvoria zlepence. Flyšovú sekvenciu na kopci Jarmuta v Poľsku priraďovali L. HORWITZ — F. RABOWSKI (1929) k jarmutskému pieskovcu. Ide o komplex hrubolavicovitých pieskovcov s numulitmi. Vrstvy zaraďujú k paleogénu. F. BIEDA (1935) z pieskovcov pochádzajúcich z Jarmuty uvádza „nepekné a zle zachované orbitoidy", čo by mohlo signalizovať, že ide o redeponovanú faunu. Formy určené F. BIEDOM (1935), ako napr. *Lepidoorbites socialis* LEYMERIE a niekoľko kusov *Siderolites vidali* DOUVILLÉ sa vyskytujú hlavne v mástrichte. A. MATĚJKA (1959) celé toto súvrstvie v dôsledku prevládajúcej vápnitosti pelitov a psamitov opisuje ako magurskú vápnitú fáciu, ktorej pripisuje paleogénny vek. V Poľsku K. BIRKENMAJER (1954) medzibradlový flyš nazýva zlatňanskými vrstvami. Z veľkých foraminifer sa i v zlatňanských vrstvách vyskytujú *Nummulites planulatus* (LAMARCK), *Nummulites irregularis* DESHAYES a *Assilina leymeriei* D'ARCHIAC, poukazujúce na spodný eocén. O zasahovaní do paleocénu snáď svedčí aj *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ, ktorá sa vyskytuje vo vápnitých pieskovcoch tejto litofácie. B. LEŠKO—O. SAMUEL (1968) pročským vrstvám, ktoré sú najpravdepodobnejšie litofaciálnym ekvivalentom jarmutských vrstiev, pripisujú na základe aglutinovanej mikrofauny vek vyšší spodný paleocén — spodný eocén. Chudobné strednoeocénne formy z karbonátového flyšu sa podarilo nájsť v oblasti Jarabiny a Litmanovej (J. NEMČOK—V. GAŠPARIKOVÁ 1975—76).

Z vyššie uvedeného vyplýva, že pročské vrstvy (zlatňanské vrstvy podľa poľských geológov) sú paleontologicky zaradené od paleocénu do stredného eocénu. Litofaciálny typ pročských vrstiev (zlatňanských) je totožný s jarmutskými vrstvami. Piesčité vápence až vápnité pieskovce, mikrokonglomeráty a zlepencové polohy sú spoločné tak pre pročské (zlatňanské), ako aj pre jarmutské vrstvy. Zhodnosť, resp. podobnosť litofácií potvrdzujú mnohí autori, ktorí pracujú v bradlovom pásme (M. KSIAZKIEWICZ 1965; B. LEŠKO—O. SAMUEL 1968 a ďalší).

Z vyššie uvedenej litofaciálnej podobnosti pročských a jarmutských vrstiev vyplýva, že tento litofaciálny komplex je spoločný a vyvíjal sa od vrchného senónu mástrichtu (*Lepidoorbites socialis* LEYM. a *Siderolites vidali* DOUV.) až do stredného eocénu vrátane.

Gregorianske brekcie sa nachádzajú ako gravitačne skĺznutý materiál v karbonátovom flyši. Opracované zvyšky vrchnokriedovej fauny uložené v základnej hmote brekcií signalizujú ich transport do mladších sedimentov, hlavne paleogénnych, čo indikuje aj prítomnosť globigerín.

Záver

Na základe štúdia problému gregorianskych brekcií sme prišli k týmto záverom:

1. Výskyt gregorianskych brekcií je viazaný na klastické sedimenty flyšu bradlového pásma na východnom Slovensku.

2. Gregorianske brekcie tvoria viac polôh (3—10 m hrubých) ostro oddelených od okolitého flyšu.

3. Zrnitosť ostrohranných úlomkov sa pohybuje v rozmedzí 1—10 cm. Ojedinele sa nájdu bloky 3 m veľkosti.

4. Látkové zloženie brekcií je monotónne. Dominujúcou zložkou sú karbonáty (krinoidové vápence, slienité vápence a hľuznaté vápence jury) a pestré púchovské sliene. V niektorých študovaných odkryvoch sme zistili monomiktné brekcie. Klasty sú zastúpené krinoidovým biosparitom (lok. Terňa), svetloružovým, nevýrazne hľuznatým vápencom (lok. Litmanová), svetlosivým celistvým vápencom (lok. Jarabina) a pestrými slieňmi (lok. Milpoš).

5. Sporadicky sa v brekciách vyskytuje zaoblený exotický materiál (žilný kremeň, žuly, melafýry, epimetamorfované sedimenty).

6. Spoločný výskyt dobre opracovaných valúnov s ostrohrannými úlomkami vápencov indikuje rozdielne podmienky transportu a dĺžky procesov opracovania.

7. Vek brekcií na základe mikrofaciálnej analýzy klastov i základnej hmoty je mladší ako vrchná krieda. Stratigraficky dokázané sú klasty vápencov dogeru, malmu spodnej kriedy a pestré sliene vrchnej kriedy. Okrem vyššie opísaných sa vyskytujú klasty vápencov, ktoré nie sú mikrofaunisticky doložené (napr. sparity, dolosparity, krinoidový biomikrit). Základná hmota v monomiktných brekciách je reprezentovaná sivohnedým slieňom. V ňom sa vyskytujú planktonické foraminifery rodu *Hedbergella* alebo *Globotruncana*. V polymiktných karbonátových brekciách základná hmota reprezentuje jemnozrnný pieskovec. Organické zvyšky sú zastúpené globorotáliami, globigerínami a úlomkami orbitoidných foraminifer. Z výsledkov nášho štúdia vyplýva, že gregorianske brekcie sú paleogénneho veku.

8. Závažným zistením je fakt, že v brekciách sa ojedinele nájdu klasty (olistolity) väčších rozmerov (asi 3—5 m). Je pravdepodobné, že väčšie klasty môžu byť gravitačným transportom deponované s drobnoklastickým materiálom obdobného litologického zloženia.

9. Výsledky štúdia gregorianskych brekcií naznačujú ďalší možný smer výskumu v bradlovom pásme na východnom Slovensku. V prípade, že pripustíme aj inú interpretáciu vzniku bradiel ako je interpretácia tektonická, treba sústrediť výskum na štúdium olistolitov, resp. na typ sedimentov ako sú skúmané gregorianske brekcie.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III.—SAV, Bratislava.

BIEDA, F. 1935: Sprawozdanie z badań nad otwornicami fliszu pieninskiego. — Post. Nauk. geol. 42, Warszawa.

BIRKENMAJER, K. 1954: O wieku tzw. margli puchowskich u Pieninach na tle stratigrafii oslony pasa skalkowego. — Biuletyn (Inst. geol.) 88, Warszawa.

BIRKENMAJER, K. 1986: Przewodnik 57 zjazdu PTG — Pieniny, 18.—20. IX. 1986, Kraków.

HORWITZ, L.—RABOWSKI, F. 1929: Przewodnik do wycieczki Polskiego Towar. Geologicznego w Pieniny 8.—21. V. 1929. — Rocz. Pol., Tow. geol., 6, Kraków.

KONTA, J. 1973: Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. — Univ. Karlova, Praha.

KUKAL, Z. 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. — Metod. Příruč., Ústř. Úst. geol., 2, Praha.

KSIAZKIEWICZ, M. 1965: Zarys geologii Polski. — Wyd. Geol., Warszawa.

LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — SAV, Bratislava.

MARSCHALKO, R.—HAŠKO, J.—SAMUEL, O. 1979: Záskalské brekcie a proces vzniku olistrostrómov (Bradlové pásmo na Dolnej Orave). — Geol. Práce, Spr. 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MATĚJKA, A. 1959: Secteur de Šariš de la zone des Klippes internes entre le Poprad et le Sekčovský potok. — Zpr. geol. Výsk. v r. 1957, Praha.

NEMČOK, J. 1980: Non-traditional view of East-Slovakian Klippen Belt. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 4, Bratislava.

NEMČOK, J.—GAŠPARIKOVÁ, V. 1975—76: Vysvetlivky ku geologickej mape Jarabina. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny (jejich složení, vznik a ložiska). — Academia, Praha.

PETTIJOHN, F. 1975: Sedimentary rocks. III. — Harper and Row, New York.

STRÁNIK, Z. 1965: Geológie magurského flyše Čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava.

J. NEMČOK—A. KULLMANOVÁ—T. ĎURKOVIČ

Facies- and stratigraphical analyses of Gregorianka breccias in Klippen Belt of East Slovakia

Summary

Monomict and polymict breccias in the Klippen Belt flysch sequences mostly consist of carbonate material. Clastic material originates in the most part from local sources. We have studied Gregorianka breccias at the localities Terňa (Fig. 3), Litmanová (Fig. 4), Milpoš (Fig. 5) and Jarabina (Fig. 6).

Flysch sequences of the Klippen Belt at the locality Litmanová (Fig. 4) consist of calcareous subgraywackes, graywackes and sporadical calcarenites. The sediment alternata with calcareous shales.

The study of the Gregorianka breccias showed that: occurrences of the Gregorianka breccias are associated with the Klippen Belt flysch sedimentes in East Slovakia. The breccias form several layers, 3—10 m thick sharply divided from the surrounding flysch. Angular clasts granularity varies within 1—10 cm. In some places are blocks ranging to 3 m in size. Material composition of the breccias is monotonous. Carbonates (crinoidal limestones, marly limestone and nodular Jurassic limestones) and variegated Púchov marls represent dominant components. Monomict breccias were found in several exposures. Clasts represent crinoidal biosparite (locality Terňa, Fig. 3), light-rosy nodular limestones (locality Litmanová, Fig. 4), light-grey massive limestone (loc. Jarabina, Fig. 6) and variegated Púchov marls (loc. Milpoš, Fig. 5). Rounded exotic material (vein quartz, granites,

melaphyres, epimetamorphosed sediments, occurs sporadically in the breccias. Joint occurrences of well-rounded pebbles and angular limestone clasts indicate different transport conditions and duration of rounding processes. Microfacies analysis of clasts and matrix shows that the breccias are younger than Upper Cretaceous. Limestone fragments have Doggerian, Malmian, Lower Cretaceous, and variegated marls—Upper Cretaceous stratigraphic range. Matrix in the breccias consists of marls and /or clays, containing hedbergelles and globotruncanes. In polymict carbonate breccias the matrix consists of globorotalia, globigerines and fragments of orbitoid foraminifers. The results of our study prove the Paleogene age of the Gregorian breccias. The presence of sporadical larger (3—5 m) clasts (olistolites) is significant. If is likely that larger clasts may be deposited together with microclastic material of analogous lithologic composition by gravitational transport.

The results of the study of the Gregorianka breccias indicate further orientation of investigations in the East-Slovak Klippen Belt. If besides the tectonic interpretation the origin of the klippes may be explained in another way, then the further researches should concentrate upon olistolites or the sediments of the type of the Gregorianka breccias.

Explanations to Figures

Fig. 1 Geological map of wider viciniti of Jarabina
1 — Inner-Carpathian Paleogene (Subtatric Group), 2 — Magura Flysch (Krynica Unit), 3 — variegated claystones (Paleocene—Middle Eocene), 4 — Proč Member (Paleocene—Middle Eocene), 5 — claystones and Kremňany facies claystones and sandstones (Paleocene—Middle Eocene), 6 — Gregorianka breccias, 7 — Púchov marls, 8 — Albian—Cenomanian flysch sediments, 9 — Jurassic—Cretaceous klippes, 10 — overthrust lines, 11 — faults

Fig. 2 Map of localities of Gregorianka breccias

Fig. 3 Outline of wall in abandoned quarry, loc. Terňa
1 — Gregorianka breccias, 2 — crinoidal limestones, 3 — sample material.

Fig. 4 Schematic lithological section loc. Litmanová
1 — carbonate breccias with olistolites, 2 — sandstones, 3 — claystones, 4 — olistolite of nodular limestone, 5 — paraconglomerate, 6 — Púchov marls, 7 — a) fine-grained, b — medium — grained sandstones in classification diagrams, 8 — samples for microfacies analysis. A — Classification diagram of sandstones, modified by Z. KUKAL (1985). 1 — quartz sandstone, 2 — acrose sandstone, 3 — arcose, 4 — graywacke, 5 — subgraywacke. Q — quartz and stable rock fragments, F — feldspars and unstable rock fragments, C — clay. B — Classification diagram of calcarenites after J. KONTA (1973), 1 — calcareous sandstone, 2 — calci-quartzose sandstone, 3 — lithoclastic-quartzose sandstone, 4 — lithoclastic sandstone. Q — quartz, UV — limestone clasts, UH — rock clasts

Fig. 5 Schematic lithological section, loc. Milpoš
1 — sandstones, 2 — claystones, 3 — Púchov marls, 4 — breccias with carbonates dominant, 5 — breccias with Púchov marls fragments dominant, 6 — breccias with rounded quartz pebbles, 7 — olistolite of nodular limestone, 8 — olistolite of crinoidal limestone, 9 — sample material

Fig. 6 Schematic lithological section, loc. Jarabina
1 — sandstones, 2 — claystones, 3 — Púchov marls, 4 — skin-coloured limestone with cherts, 5 — breccia, 6 — sample material

Explanations to Plates (I—XIX)

Pl. I (loc. Terňa)
Fig. 1 sample 3 *Marginulina* sp., *Tubiphytes* sp.
Fig. 2 sample 3 *Tubiphytes* sp., *Spirillina* sp.

Fig. 3 sample 1 *Tubiphytes* sp.
Fig. 4 sample 1 *Bryozoa*, magn. 1—4 80×.

Pl. II (1, 2, 3, 5 — Terňa; 4 — Litmanová)
Fig. 1, 2, 4 samples 1, 3 Lagenid foraminifers (*Robulus* sp.), magn. 80× .
Fig. 3 sample 1 Miliolid foraminifer and rotaliid foraminifer, magn. 60×.
Fig. 5 sample 1 *Marginulina* sp., magn. 60×.

Pl. III (loc. Tarňa)
Fig. 1 sample 2 *Globotruncana pseudolineiana, Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp.
Fig. 2 sample 2 *Globotruncana arca* (CUSHMANN)
Fig. 3 sample 1 (echinoderm) spines
Fig. 4 sample 1 sessile foraminifer, magn. 1—4 80×.

Pl. IV (loc. Terňa)
Fig. 1 *Protoglobigerina* sp.
Fig. 2 sample 2 *Globotruncana* sp.
Fig. 3 sample 1 calpionella limestone clast
Fig. 4 sample 2 *Globotruncana* sp., magn. 1—4 80×.

Pl. V (loc. Litmanová)
Fig. 1 sample 1 *Rotalia* sp.
Fig. 2 sample 3 *Globotruncana* sp.
Fig. 3 sample 2 *Rotalia* sp.
Fig. 4, sample 2 Siderolites sp., magn. 1—4 80×.

Pl. VI. (loc. Litmanová)
Fig. 1 sample 1 *Hedbergella* sp.
Fig. 2 sample 11 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelic* sp.
Fig. 3 sample 3 — planktic foraminifers
Fig. 4 — sample 3 *Globorotalia* sp., ? *Globigerina* sp., magn. 1—4 80×.

Pl. VII (loc. Litmanová)
Fig. 1 sample 3 *Rotalia* sp., magn. 80×
Fig. 2 sample 3 *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp., magn. 63×
Fig. 3 sample 4 *Rotalia* sp.
Fig. 4 sample 12 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., magn. 63×.

Pl. VIII (loc. Litmanová)
Fig. 1 sample 2 *Turborotalia* sp.
Fig. 2 sample 3 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp.
Fig. 3 sample III *Globotruncana* sp.
Fig. 4 sample 3 *Turborotalia* sp., magn. 1—4 80×.

Pl IX (loc. Litmanová)
Fig. 1 sample 3 *Globigerina* sp., *Hedbergella* sp.
Fig. 2 sample 5 *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp.
Fig. 3 sample 3 *Globotruncana* sp.
Fig. 4 sample 5 *Globotruncana lineiana* cf. *marginata* (REUSS), *Turborotalia* sp., magn. 1—4 80×.

Pl X (loc. Litmanová)
Fig. 1 sample 12 *Textularia* (agglutinated) *Gaudryina* ? sp.
Fig. 2 sample 12 *Globotruncana arca* (CUSHMANN)
Fig. 3 sample 6 *Radiolarites* in crinoidal biosparite
Fig. 4 sample 15 *Globotruncana* sp., *Thalmanninella* sp., *Hedbergella* sp., magn. 1—4 80×.

Pl. XI (loc. Jarabina)
Fig. 1 sample 3 *Turborotalia* sp., *Hedbergella* sp.
Fig. 2 sample 2 *Rugoglobigerina* sp., *rotaliid* foraminifer (*Gavalinella, Globigerinoides* sp., *Hedbergella* sp.)
Fig. 3 sample 3 *Rugoglobigerina* sp., *Globigerina* sp., *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp.
Fig. 4 sample *Globigerina* sp., *Globotruncana arca* (CUSHMANN), *Turborotalia* sp., magn. 1—4 80×.

Pl. XII (loc. Jarabina)
Fig. 1 sample 3 *Rugoglobigerina* sp.
Fig. 2 sample 3 *Globotruncana arca* (CUSHMANN), *Globigerinoides* sp.
Fig. 3, 4 sample 3 *Globotruncana arca* (CUSHMANN), *Globotruncana calcarata* (CUSHMANN), *Globotruncana ventricosa* (GANDOLFI), *Rugoglobigerina* sp., magn. 2, 3, 4 — 110×, fig. 1 80×.

Pl. XIII (loc. Jarabina)
Fig. 1 sample 3 *Globigerina* sp., Rugoglobigerina sp.
Fig. 2 sample 3 *Globotruncana* sp.,
Fig. 3 sample 5 *Anomalina* sp., *Globotruncana* sp.
Fig. 4 sample 4 *Globotruncana rugosa* (MARIE) *Hedbergella* sp., *Heterohelix globulosa*

Fig. 5 sample 3 *Globigerina* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., magn. 1—5 80×.

Pl. XIV (loc. Milpoš)
Fig. 1 sample 3 epimetamorphosed sedimentary rock
Fig. 2, 4 sample 3 diabases
Fig. 3 sample 4a metamorphosed rock (indeterminable more exactly), magn. 1—4 80×.

Pl. XV (loc. Milpoš)
Fig. 1 sample 2 limestones with authigene feldspar
Fig. 2, 4 sample 3 (2) agglutinated foraminifers (indeterminable more exactly) (*Miscelanea?*)
Fig. 3 sample 3 *Textularia* sp. (in. groundmass of sandstones), magn. 1—4 80×.

Pl. XVI (loc. Milpoš)
Fig. 1 sample 3 *Anomalina* sp., *Globigerinoides* sp.
Fig. 2, 4 sample 3 *Globorotalia* sp. *Hipurites* sp., *Globigerinelloides* sp.
Fig. 3 sample 3 *Globotruncana arca* (CUSHMANN)
Fig. 5 sample 4 *Anomalina* sp., magn. 1—5 80×.

Pl. XVII (loc. Milpoš)
Fig. 1—2 sample 4 *Globigerinelloides* sp.
Fig. 3 sample 3 *Textularia* sp.
Fig. 4 sample 3 *Bryozoa*, magn. 1—4 80×.

Pl. XVIII (loc. Jarabina)
Fig. 1 Gregorianka breccias with Tithonian—Neocomian limestone — and dark chert fragments.
Fig. 2 Gregorianka breccias, Púchov marls clast.
Fig. 3 Gregorianka breccias, Púchov marls clast with detrital quartz fragments.

Pl. XIX (loc. 1, 2 Demjata, 3 Terňa)
Fig. 1, 2 Gregorianka breccias with light-coloured Tithonian — Neocomian limestone clasts
Fig. 3 Gregorianka breccias.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám (I—XIX)

Tab. I (Lok. Terňa)
Obr. 1 vz. 3 *Marginulina* sp., *Tubiphytes* sp.;
Obr. 2 vz. 3 *Tubiphytes* sp., *Spirillina* sp.;
Obr. 3 vz. 1 *Tubiphytes* sp.;
Obr. 4 vz. 1 *Bryozoa*, zväčš. 1—4 80×.

Tab. II (1, 2, 3, 5 — Terňa, 4 — Litmanová)
Obr. 1, 2, 4 vz. 1,3 lagenidné foraminifery (*Robulus* sp.), zväčš. 80×;
Obr. 3 vz. 1 miliolidná foraminifera a rotalidná foraminifera, zväčš. 60×;
Obr. 5 vz. 1 *Marginulina* sp., zväčš. 60×.

Tab. III (lok. Terňa)
Obr. 1 vz. 2 *Globotruncana pseudolineiana, Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp.;
Obr. 2 vz. 2 *Globotruncana arca* (CUSHMANN);
Obr. 3 vz. 1 ostne ježovky;
Obr. 4 vz. 1 sesilná foraminifera, zväčš. 1—4 80×.

Tab. IV (lok. Terňa)
Obr. 1 vz. 1 *Protoglobigerina* sp.,
Obr. 2 vz. 2 *Globotruncana* sp.,
Obr. 3 vz. 1 klast kalpionelového vápenca;
Obr. 5 vz. 2 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. V (lok. Litmanová)
Obr. 1 vz. 1 *Rotalia* sp.;
Obr. 2 vz. 3 *Globotruncana* sp.;
Obr. 3 vz. 2 *Rotalia* sp.;
Obr. 4 vz. 2 *Siderolites* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. VI (lok. Litmanová)
Obr. 1 vz. 1 *Hedbergella* sp.;
Obr. 2 vz. 11 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp.;
Obr. 3 vz. 3 planktonické foraminifery;
Obr. 4 vz. 3 *Globorotalia* sp., ? *Globigerina* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. VII (lok. Litmanová)
Obr. 1 vz. 3 *Rotalia* sp., zväčš. 80×;
Obr. 2 vz. 3 *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp., zväčš. 63×;
Obr. 3 vz. 4 *Rotalia* sp.;
Obr. 4 vz. 12 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., zväčš. 63×.

Tab. VIII (lok. Litmanová)
Obr. 1 vz. 2 *Turborotalia* sp.;
Obr. 2 vz. 3 *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp.
Obr. 3 vz. 3 *Globotruncana* sp.
Obr. 4 vz. 3 *Turborotalia* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. IX (lok. Litmanová)
Obr. 1 vz. 3 *Globigerina* sp., *Hedbergella* sp.
Obr. 2 vz. 5 *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp.
Obr. 3 vz. 3 *Globotruncana* sp.
Obr. 4 vz. 5 *Globotruncana lineiana* cf. *marginata* (REUSS), *Turborotalia* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. X (lok. Litmanová)
Obr. 1 vz. 12 *Textularia* (aglutinovaná), *Gaudryina* ? sp.
Obr. 2 vz. 12 *Globotruncana arca* (CUSHMANN);
Obr. 3 vz. 6 *Radiolarites* v krinoidovom biosparite;
Obr. 4 vz. 15 *Globotruncana* sp., *Thalmanninella* sp., *Hedbergella* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. XI (lok. Jarabina)
Obr. 1 vz. 3 *Turborotalia* sp., *Hedbergella* sp.
Obr. 2 vz. 2 *Rugoglobigerina* sp., rotaliidná foraminifera (*Gavelinella*), *Globigerinoides* sp., *Hedbergella* sp.
Obr. 3 vz. 3 *Rugoglobigerina* sp., *Globigerina* sp., *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp.
Obr. 4 vz. 3 *Globigerina* sp., *Globotruncana arca* (CUSHMANN), *Turborotalia* sp., zväčš. 1—4 80×.

Tab. XII (lok. Jarabina)
Obr. 1 vz. 3 *Rugoglobigerina* sp.
Obr. 2 vz. 3 *Globotruncana arca* (CUSHMANN), *Globigerinoides* sp.
Obr. 3, 4 vz. 3 *Globotruncana arca* (CUSHMANN), *Globotruncana calcarata* (CUSHMANN), *Globotruncana ventricosa* (GANDOLFI), *Rugoglobigerina* sp., zväčš. 2, 3, 4 — 110×, obr. 1 80×.

Tab. XIII (lok. Jarabina)
Obr. 1 vz. 3 *Globigerina* sp., *Rugoglobigerina* sp.
Obr. 2 vz. 3 *Globotruncana* sp.
Obr. 3 vz. 5 *Anomalina* sp., *Globotruncana* sp.
Obr. 4 vz. 4 *Globotruncana rugosa* (MARIE), *Hedbergella* sp., *Heterohelix globulosa;*
Obr. 5. vz. 3 *Globigerina* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., zväčš. 1—5 80×.

Tab. XIV (lok. Milpoš)
Obr. 1 vz. 3 epimetamorfovaná sedimentárna hornina:
Obr. 2, 4 vz. 3 diabázy:
Obr. 3 vz. 4a metamorfovaná hornina bližšie neurčiteľná, zväčš. 1—4 80×.

Tab. XV (lok. Milpoš)
Obr. 1 vz. 2 vápence s autigénnym živcom;
Obr. 2, 4 vz. 3 (2) aglutinované foraminifery (bližšie neurčiteľné), (*Miscelanea* ?);
Obr. 3 vz. 3 *Textularia* sp. (v základnej hmote pieskovcov), zväčš. 1—4 80×.

Tab. XVI (lok. Milpoš)
Obr. 1 vz. 3 *Anomalina* sp., *Globigerinelloides* sp.
Obr. 2, 4 vz. 3 *Globorotalia* sp., *Hipurites* sp., *Globigerinelloides* sp.
Obr. 3 vz. 3 *Globotruncana arca* (CUSHMANN);
Obr. 5 vz. 4 *Anomalina* sp., zväčš. 1—5 80×.

Tab. XVII (lok. Milpoš)
Obr. 1—2 vz. 4 *Globigerinelloides* sp.;
Obr. 3 vz. 3 *Textularia* sp.;
Obr. 4 vz. 3 *Bryozoa*, zväčš. 1—4 80×.

Tab. XVIII (lok. Jarabina)
Obr. 1 gregorianske brekcie s úlomkami titónsko-neokómskych vápencov a tmavých rohovcov;
Obr. 2 gregorianske brekcie, klast púchovských slieňov;
Obr. 3 gregorianske brekcie, klast púchovských slieňov a v ňom úlomky detritického kremeňa.

Tab. XIX (lok. 1, 2 Demjata, 3 Terňa)
Obr. 1, 2 gregorianske brekcie s klastami svetlých titónsko-neokómskych vápencov
Obr. 3 gregorianske brekcie.

Geologické práce, Správy 89, s. 39—51, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Ján Nemčok—Tibor Ďurkovič

LITOLÓGIA MALCOVSKÉHO SÚVRSTVIA (MAGURSKÁ JEDNOTKA)

4 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. The Malcov Member consists of a huge flysch rock complex, 700—1000 m thick, resting upon various lithofacies complexes of the Magura Unit and Klippen Belt in East Slovakia. The Malcov Member forms gently undulated synclines with tectonic deformation of lower grade than its basement. Folding of the Illyrian — Pyrenean phase is indicated by slump bodies at the Malcov Mamber base. The lower part of the Malcov Member is proximal and shows the same clastic sediments composition and paleocurrent regime as the Magura Unit. Towards the overlier the distal sediments showing fining upwards increase in amount as well as carbonate rock clasts in the composition of clastic sediments. The $CaCO_3$ content in claystones also increases markedly. It is likely that in this evolutionary stage of the Carpatian flysch geosyncline a general shallowing of the basin and increasing transport of carbonate material from a source ares S of the depositional area proceeded.

Úvod

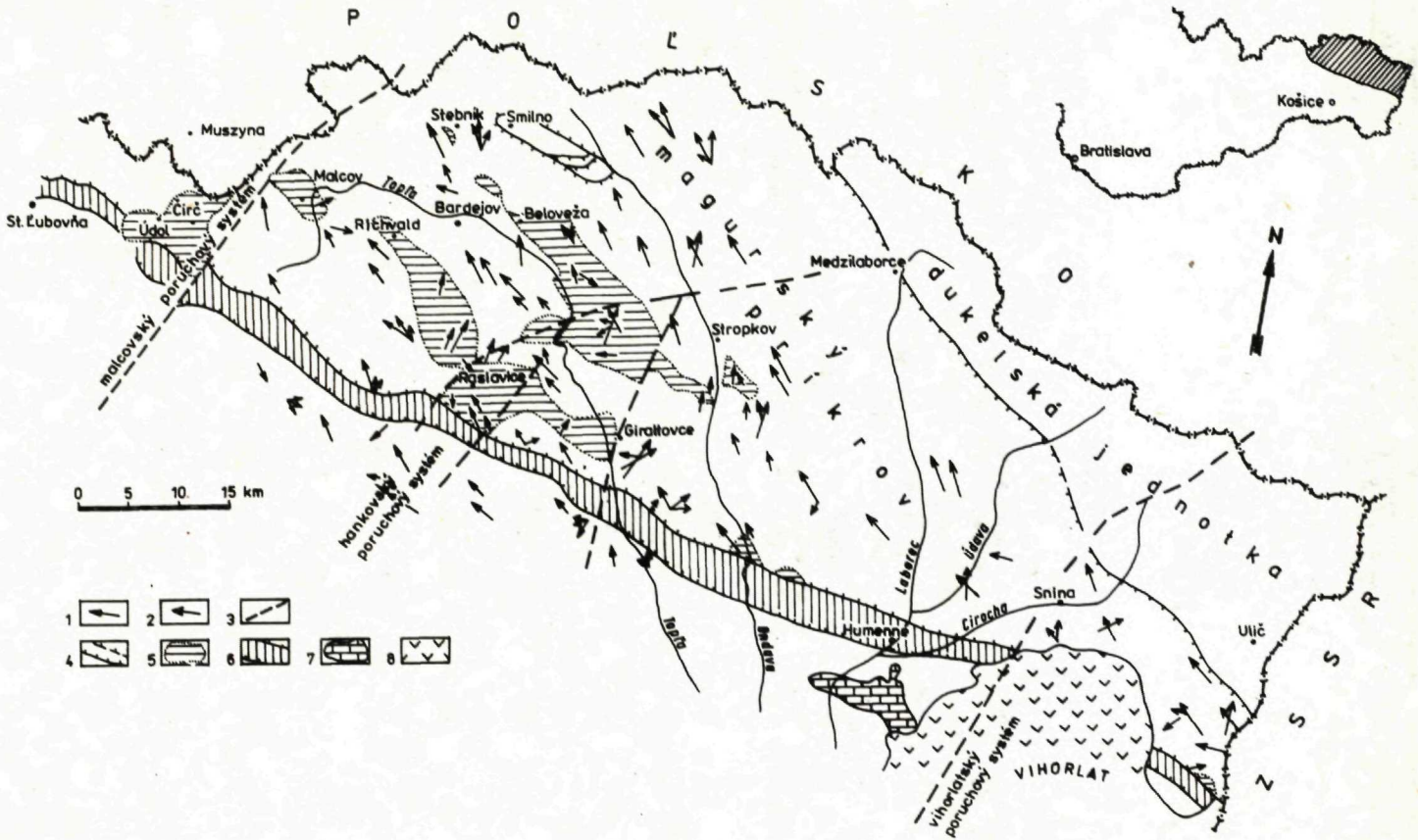
Predložená práca predstavuje súhrn poznatkov o litológii, paleogeografii a tektonike najmladšieho súvrstvia magurskej jednotky na východnom Slovensku.

Najmladším litologickým a stratigrafickým členom magurskej jednotky na východnom Slovensku je malcovské súvrstvie (podľa obce Malcov, v. Slovensko).

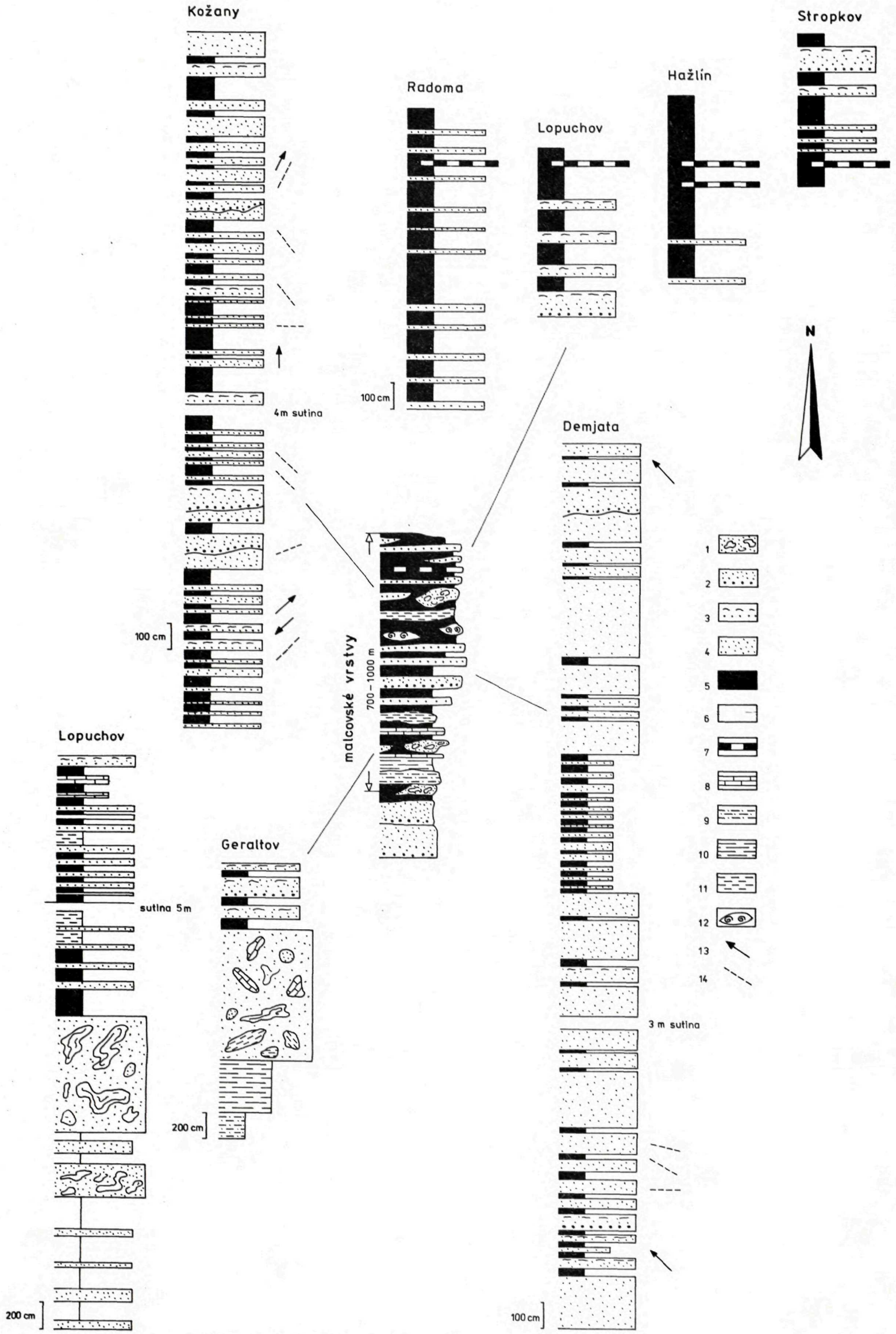
H. Swidzinski (1961) uvádza, že komplex hornín, ktorý vymedzil r. 1934 a dal mu názov „richvaldská séria", treba odlišovať od súvrstvia, ktoré pripomína krosnenské vrstvy a podhalský flyš, a označil ho ako malcovské vrstvy.

Už V. Uhlig (1888) opísal na východnom Slovensku, v okolí Malcova, neďaleko Bardejova súvrstvie odlišné od magurského pieskovca, ktoré obsahuje vložky menilitových vrstiev. Malcovské vrstvy svojím litologickým vývinom zodpovedajú menilitovým a krosnenským vrstvám vonkajších flyšových

RNDr. J. Nemčok, CSc., RNDr. T. Ďurkovič, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Výskyt malcovského súvrstvia na východnom Slovensku
1 — smery paleoprúdov e_3, 2 — smery paleoprúdov p-e, 3 — priebeh hlavných prúdových systémov, 4 — násunové a prešmykové polohy. 5 — litologická hranica malcovsko-menilitovej série, 6 — bradlové pásmo v celku, 7 — humenské mezozoikum, 8 — vulkanity Vihorlatu



Obr. 2 Litologické profily malcovských vrstiev (magurská jednotka, východné Slovensko)
1 — zosuvné telesá, 2 — pieskovce s T_a intervalu Boumu, 3 — pieskovce s T_{b-e}, 4 — pieskovce s T_c intervalmi, 5 — ílovce malcovských vrstiev, 6 — ílovce typu zlínskych vrstiev, 7 — tylawské vápence, 8 — pelokarbonáty, 9 — pestré vrstvy (stredný eocén), 10 — globigerínové sliene, 11 — menilitové vrstvy, 12 — numulitové brekcie, 13 — prúdové stopy, 14 — ryhy

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Karpát, preto ich M. KSIĄZKIEWICZ—B. LEŠKO (1959) označili ako menilitovo-malcovské vrstvy.

Vek malcovských vrstiev: vrchný priabón — spodný oligocén (B. LEŠKO—O. SAMUEL 1985).

Povrchové výskyty malcovských vrstiev

Na schematickej geologicko-tektonickej mapke (obr. 1) sú vyznačené výskyty malcovských vrstiev. Ich maximálna koncentrácia je medzi riekou Ondavou a Starou Ľubovňou. Menší výskyt je registrovaný východne od Vihorlatu, na styku bradlového pásma s magurským flyšom. Tento zachovaný výsledný obraz výskytu magurských sedimentov, ako aj najmladších litofácií bradlového flyšu vo fácii menilitovo-malcovských vrstiev zapríčinili po sebe nasledujúce tektonické pochody. Tektonické pochody ilýrsko-pyrenejské zo začiatku vrchného eocénu vytvorili podmienky pre ich vznik a popaleogénne tektonické pochody sa zase postarali o ich deformovanie a zachovanie. Z toho dôvodu ich maximálny výskyt pozorujeme práve v tektonicky najviac postihnutej magurskej oblasti.

Vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne sedimentovali malcovské vrstvy v bradlovom i v magurskom flyši. V magurskom flyši ich nachádzame len v nadloží krynickej a bystrickej jednotky (J. NEMČOK 1971). V račianskej jednotke je vrchný eocén až spodný oligocén tvorený zmesou litofácií typicky magurských, ako sú napr. margle z Laczka, s ílovcami krosnenského alebo malcovského typu. Tento predpoklad potvrdzujú aj mikropaleontologické určenia O. SAMUELA (1960, 1961).

Litológia

Malcovské vrstvy v krynickej jednotke majú tento vrstevný sled (obr. 2):

1. Vrstvy s pestrými ílovcami (stredný eocén)

Vyvíjajú sa z podložných pieskovcových vrstiev. Spočiatku sa objavujú pestré ílovce ako slabé vložky medzi masívnymi pieskovcami. Do nadložia vzrastá ich hrúbka a zatláčajú pieskovcovú sedimentáciu. Prechody sú zistené v Čerhovskom pohorí sv. a jv. od Čerhova (k. 1049 m) a v Richvalde.

Tieto fakty sú v rozpore s názorom H. SWIDZINSKÉHO (1961), ktorý masívne pieskovce a pestré stredno až vrchnoeocénne vrstvy pri Richvalde spolu s vyššími menilitovými a malcovskými vrstvami zaraďuje k richvaldskej sérii. Túto vyčleňuje ako samostatnú sériu, ktorá podľa neho nepatrí k magurskému flyšu.

Strednoeocénne vrstvy s pestrými ílovcami majú drobnorytmický vývoj, v ktorom ílovce značne prevažujú nad pieskovcami (2:1), miestami pieskovce

úplne chýbajú (lokalita Krivé). V ílovcoch 5—200 cm, ojedinele až 400 cm hrubých sa prúžkovite a šmuhovite striedajú zelené, červené, sivozelené nevápnité a zriedkavo aj vápnité variety ílovcov. Sú obyčajne slabopiesčité, niekedy majú hnedosivé chondritické škvrny. Prekladajú ich lavičky 1—10 cm, zriedkavo aj 25 cm hrubých jemnozrnných pieskovcov a siltovcov. Vo vrstvách sa nájdu konkrécie tvorené Mn-oxidmi. Bohaté mikrofaunistické spoločenstvo patrí podľa E. HANZLÍKOVEJ (in Z. STRÁNIK 1965) k strednoeocénnej biostratigrafickej zóne s *Reophax pilulifer* BRADY a *Cyclamina amplectens* GRZYBOWSKI. Hrúbka vrstiev je niekoľko desiatok metrov. Väčšie hrúbky sú na lokalite Krivá.

2. Globigerínové sliene

Zastupujú ich modrasté, hnedasté, tmavosivé, zelenkasté a tehlovočervené slienité ílovce. Striedajú sa v pruhoch 10—400 cm hrubých. Vrstvy majú bohaté planktónne spoločenstvo mikrofauny z okruhu pásma *Globigerinoides index* FINLAY. Vrstvy sú rozšírené hlavne v podloží menilitových vrstiev v synklinálach pri Leluchove, Malcove, Richvalde a Újaku.

3. Menilitové vrstvy

Ide prevažne o čokoládovohnedé, hnedosivé prekremenelé ílovce s hojnými šupinami rýb. Menilitové vrstvy obyčajne netvoria súvislý horizont, ale šošovky v spodnej časti malcovských vrstiev. Ílovce sú nevápnité. Zriedka sa vyskytujú 5—30 cm hrubé vrstvy jemnozrnných pieskovcov a siltovcov. Na lokalite Richvald sa v nich nachádzajú drobnozrnné karbonátové brekcie s numulitmi. Z toho istého stratigrafického obzoru uvádza H. SWIDZINSKI (l.c.) numulity od Leluchova.

Z numulitovej brekcie v menilitových vrstvách pri Lenartove (porov. H. SWIDZINSKI 1961) určil F. BIEDA tieto druhy: *Nummulites perforatus perforatus* (MONTFORT), forma A; *Nummulites millecaput* BOUBÉ, forma B; *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE, forma A; *Nummulites fabianii* PREVER, forma A; *Assilina exponens* (SOWERBY), forma A. Stratigraficky ich zaraďujeme na hranicu stredného a vrchného eocénu.

Ílovce menilitových vrstiev sú na mikrofaunu skoro úplne sterilné. Skúmané menilitové vrstvy zaraďujeme do vrchného eocénu. Jv. od Richvaldu B. LEŠKO —T. ĎURKOVIČ—B. ČÍČEL (1959) zistili v menilitových vrstvách vložky montmorillonitových ílov pravdepodobne vulkanického pôvodu.

4. Malcovské vrstvy (vrchný eocén — spodný oligocén)

Na menilitových vrstvách ležia konkordantne (bez stôp transgresie). Zachovali sa v synklinálach čirčskej, malcovskej, richvaldskej a raslavickej. Ich vývoj je vo všetkých synklinálach rovnaký. Spodná časť vrstiev, hlavne v malcovskej synklinále, má prevahu pieskovcov (3:1). Pieskovcové vrstvy sú 20—160 cm, vzácne aj 300—400 cm hrubé, striedajú sa s ílovcami, ktoré sú 5—80 cm hrubé.

Smerom do nadložia pieskovce ubúdajú. Spodná časť malcovských vrstiev v richvaldskej a raslavickej synklinále obsahuje vložky pelokarbonátov, karbonátových brekcií a mikrokonglomerátov. F. BIEDA (1957) z týchto hornín určil faunu: *Nummulites perforatus perforatus* (MONTFORT), forma A; *Nummulites fabianii* PREVER, forma A; *Nummuliters pulchellus* DE LA HARPE, forma A; *Nummulites semicostatus* (KAUFMANN), forma A; *Grzybowskia multifida* BIEDA a iné.

Vo vyšších častiach malcovských vrstiev prevládajú ílovce 15—200 cm, ojedinele 400—600 cm hrubé. Sporadicky sa však nájdu aj pieskovce 5—60 cm, vzácne 200 cm hrubé. V týchto vrstvách sa vyskytujú tylawské vápence (obr. 2).

Malcovské vrstvy sú chudobné na mikrofaunu — ak sa vyskytuje, tak sú to vrchnoeocénne planktonické formy drobných globigerín, B. LEŠKO—O. SAMUEL (1968): *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina danvillensis* HOWE et WALLACE, *Globigerina ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *Globigerina pseudovenezuelana* BLOW et BANNER, *Globigerina turcmenica* CHALILOV, *Globigerina liverovskae* (BYKOVA), *Globigerina postcretacea* MJATLIUK, ďalej sa vyskytuje *Chiloguembelina gracillina* (ANDREAE), *Cibicides lopjanicus* MJATLIUK (spodný oligocén).

Lokálne vyvinuté zlepence, označované ako hervartovské konglomeráty, považoval H. SWIDZINSKI (l.c.) za najmladší člen svojej richvaldskej série. Z. STRÁNIK (1965) ich považuje za lokálne hrubší detritický vývoj malcovských vrstiev a udáva, že litologický charakter vrstiev, v ktorých sa zlepence vyskytujú, je zhodný s malcovskými vrstvami a mikrokonglomeráty tvoria len šmuhy v hrubolavicovitých pieskovcoch.

Hrúbka malcovských vrstiev je asi 700—1000 m. V synklinálach Slovenskej Volovej, Humenského Brestova a Veľkej Domaše majú malcovské vrstvy neflyšový — pelitický vývoj (V. PESL 1968). Tvoria ich sivé vápnité ílovce s podradným zastúpením jemnozrnných pieskovcov a siltovcov.

Paleoprúdové systémy malcovských vrstiev

Na základe hromadného merania orientovaných sedimentárnych textúr na spodných stranách vrstvených plôch pieskovcových lavíc (obr. 1) odlišujeme v malcovských vrstvách dva paleoprúdové systémy:

1. V spodnej časti vrstiev prevláda paleoprúdový systém orientovaný generálne od JV na SZ. Ide o longitudinálny paleoprúdový systém, ktorý dominuje v podložných vrstvách v magurskej jednotke na východnom Slovensku. Zistené fakty dokumentujú kontinuitu hlavne v paleogeografickom pláne malcovských vrstiev s podložnými súvrstviami magurskej jednotky. Je pravdepodobné, že počiatok sedimentácie malcovských vrstiev nebol sprevádzaný podstatnými zmenami v konfigurácii magurského bazénu.

2. V plošne najväčších synklinálach (napr. synklinála Brezovka), hlavne v mladších členoch malcovských vrstiev (J. NEMČOK 1961) sme zistili odchýlku medzi paleoprúdovými systémami podložných vrstiev magurskej jednotky

a prúdovými systémami malcovských vrstiev. Tu dominujú paleoprúdové systémy orientované od J na S a od JJZ na SSV. Zriedkavé sú smery paleoprúdov od V na Z a od SV na JZ. Oproti údajom v práci M. KSIAZKIEWICZA—N. LEŠKA (1959) sme zistili nápadnú rozdielnosť a postup prúdov hlavne z južne situovanej zdrojovej zóny (t.j. južne od magurského sedimentačného priestoru).

Zaujímavý je poznatok, že litofaciálny ekvivalent malcovských vrstiev v dukelskej jednotke (vrstvy cergovské) majú diametrálne odlišne orientovaný paleoprúdový systém (od SZ na JV).

Základné petrografické typy hornín

Pieskovce

Droby (obr. 3) tvoria 47 % z celkového počtu študovaných klastických sedimentov malcovských vrstiev. Zo živcov je prítomný ortoklas a plagioklas. Hojná je karbonatizácia živcov. Úlomky hornín sú zastúpené organogénnymi, mikrozrnitými a kalovými vápencami a kalpionelami, rohovcami, kremencami a fylitmi. Časté sú zvyšky numulitov.

Drobové, arkózové a kremenné pieskovce (obr. 3) sú menej hojné. Zo živcov prevláda plagioklas nad ortoklasom, miestami sa vyskytuje mikroklín. Úlomky hornín reprezentuje mikrozrnitý vápenec, kremenec, rohovec, sericiticko-chloritické bridlice a úlomky bázických hornín. Základná hmota pieskovcov je ílovitá, resp. ílovito-karbonátová.

Siltovce majú obdobné mineralogické zloženie ako pieskovce, avšak podstatne nižší Md zrnitosti.

Na základe granulometrie je v malcovských vrstvách táto distribúcia klastík: siltovce (22 %), jemnozrnné pieskovce (60 %), strednozrnné pieskovce (4 %). hrubozrnné pieskovce (14 %). Jednotlivé petrografické variety pieskovcov sú zastúpené nasledovne: drobové pieskovce (18 %), droby (47 %), kremenné pieskovce (11 %), arkózové pieskovce (18 %), arkózy (6 %).

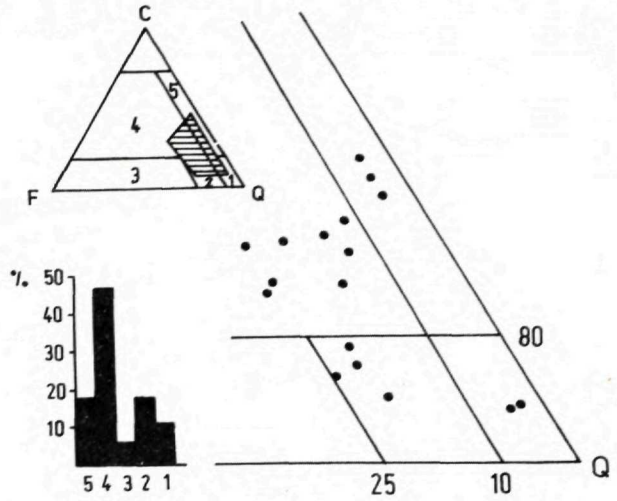
Ťažké minerály: zirkón 29 %, rutil 7 %, turmalín 11 %, granát 39 %, apatit 12 %.

Kvantitatívne údaje o mineralogickom zložení jednotlivých typov pieskovcov (priemerné zloženie) sú uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1 Priemerné zloženie pieskovcov malcovských vrstiev

	Md (mm)	S_o	kE	Q	F	C
Kremenné pieskovce	0,06	1,45	1,93	88,0	4,0	8,0
Droby	0,28	1,39	1,79	46,3	22,0	31,7
Drobové pieskovce	0,10	1,27	1,73	50,0	5,4	44,4
Arkózové pieskovce	0,27	1,47	1,71	63,8	21,2	15,0

Md — medián zrnitosti, S_o — koeficient vytriedenia, kE — koeficient elongácie kremenných zŕn, Q — kremeň a stabilné úlomky hornín, F — živce a nestabilné úlomky hornín, C — íl.



Obr. 3 Klasifikačný diagram pieskovcov a %-né zastúpenie základných typov hornín pre malcovské vrstvy
Q — kremeň a stabilné úlomky hornín, F — živce a nestabilné úlomky hornín, C — íl,
1 — kremenné pieskovce, 2 — arkózové pieskovce, 3 — arkózy, 4 — droby, 5 — drobové pieskovce

Pelokarbonáty

V malcovských vrstvách prevládajú pelokarbonáty vo forme vrstevných telies nad konkréciami. Hranica medzi pelokarbonátmi a okolitými horninami je ostrá. Štruktúra pelokarbonátov je pelitoformná. Z klastických prímesí (1—5 %) dominuje kremeň nad sľudami a živcami.

Chemické zloženie: $FeCO_3$ — 3,95 %, $MnCO_3$ — 0,41 %, $CaCO_3$ — 63,00 %, $MgCO_3$ — 32,64 %.
Ako vidieť z analýzy, pelokarbonáty majú zloženie dolomitických vápencov.

Tylawské vápence

Najvyššie časti malcovských vrstiev tvoria 3—8 cm vložky vápencov v ílovcoch. Hranica ich styku s okolitými horninami je ostrá. Predmetné vápence reprezentujú krátku karbonátovú sedimentačnú epizódu v ílovcových sedimentoch malcovských vrstiev. Charakteristickou vlastnosťou hornín je striedanie tmavších a svetlejších lamín s rozdielnym mineralogickým a chemickým zložením. Hrúbka lamín je max. 1 cm. Tmavšie laminy sú tvorené prímesou siltu, svetlejšie karbonátom. Tylawské vápence sú považované vo flyšových Karpatoch za dobrý korelačný horizont.
Chemické zloženie je uvedené v tab. 2.

Tabuľka 2 Chemické zloženie tylawských vápencov (lokalita Lopúchov)

	1.	2.
SiO_2	17,52 %	1,72 %
Al_2O_3	1,63	1,47
Fe_2O_3	0,39	0,73
FeO	0,43	0,78
TiO_2	0,14	0,07
MnO	0,04	0,07
P_2O_5	0,21	0,09
CaO	43,86	51,03
MgO	0,43	0,83
K_2O	0,35	0,30
Na_2O	0,20	0,20
Strata žíhaním	34,49	41,98
Strata sušením	0,23	0,17
	99,92	99,44

Ílovce

Ílovce malcovských vrstiev sú polyminerálne horniny. Na ich zložení sa podieľajú minerály klastickej prímesi (kremeň, muskovit, živce), autigénne minerály (hlavne kalcit, menej dolomit) a ílové minerály (dominuje illit a minerály zmiešaných illitovo-montmorillonitových štruktúr). Chemické zloženie ílovcov malcovských vrstiev dokumentuje tab. 3.

Tabuľka 3 Chemické zloženie ílovcov malcovských vrstiev

	x	max.	min.
SiO_2	31,17 %	66,12 %	5,84
Al_2O_3	7,09	13,72	2,37
CaO	22,44	47,74	0,92
MgO	3,88	13,98	1,81
$C_{org.}$	0,49	0,86	0,30
Pb (ppm)	18	36	10
Ga	7	13	3
Sn	46	51	42
Li	139	295	100
V	91	169	30
Zr	261	416	100
Ni	52	91	25
Co	19	38	7
Cr	144	199	63
Ba	101	182	30
Sr	175	398	38

x — aritmetický priemer, max. — maximálny obsah, min. — minimálny obsah.

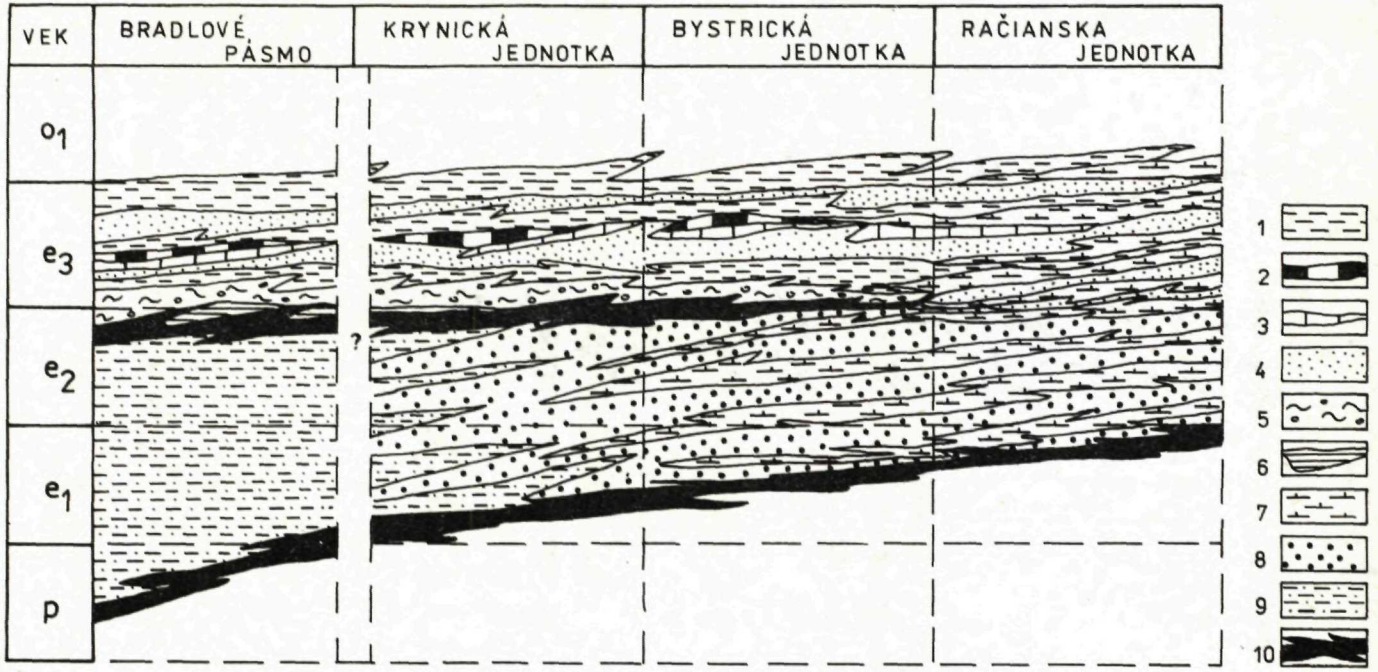
Tektonika

Odrazom tektonického diania (laramského) medzi paleogénom a kriedou, ktoré postihlo oblasť južne od flyšového sedimentačného bazénu, je vznik hrubých klastík v celom flyšovom bazéne (tvarožské pieskovce, solánske pieskovce, cięzkowické pieskovce). Neskoršie tektonické pochody na rozhraní stredného a vrchného eocénu (ilýrsko-pyrenejské) zapríčinili nielen tektonické deformácie staršieho flyšového podložia, ale aj vznik hrubých klastík na báze vnútrokarpatského paleogénu a malcovského súvrstvia. V magurskom i v bradlovom flyši nachádzame na báze malcovských vrstiev okrem hrubolavicovitých pieskovcov aj sklzové telesá s valúnovým materiálom karbonátov, ale i kryštalinika. Dokonale opracovaný valúnový materiál, úlomky podložných flyšových hornín (celé flyšové sekvencie), ako aj závalky ílovcov v pieskovcoch spodných malcovských vrstiev svedčia o redepozícii materiálu zo starších flyšových sekvencií. Tento predpoklad potvrdzuje aj množstvo redeponovanej mikrofauny a makrofauny v malcovských vrstvách (globotrunkány, numulity atď.).

Tektonickou analýzou malcovských vrstiev, ako aj ich podložia sme došli k záveru, že deformačný proces novovzniknutého flyšového cyklu bol mladší ako ilýrsko-pyrenejský.

Rozdiel v tektonickej stavbe, resp. porušenosti je dosť výrazný v starších i mladších flyšových sedimentoch. Medzníkom vo flyšových sedimentoch je stredný eocén až spodná časť vrchného eocénu. Flyšové sedimenty staršie ako strednoeocénne sú intenzívnejšie deformované ako ich mladšie flyšové nadložie. Najzretelnejšia porušenosť flyšových sedimentov sa prejavuje tým, že tektonické poruchové systémy ssv.—jjz., sv.—jz. smeru pretínajú staršie flyšové sedimenty, kým mladšie sedimenty na poruchách „plávajú" (viď oblasť Orlova-Plavča, Malcova, Hankoviec a Raslavíc).

Najbližšie k zdrojovej oblasti sa nachádza krynická jednotka (obr. 4). Môžeme ju charakterizovať ako jednotku s prevládajúcimi hruboklastickými sedimentmi. Stratigraficko-litologická schéma (obr. 4) ďalších dvoch čiastkových magurských jednotiek (bystrickej a račianskej) ukazuje výrazné litofaciálne zmeny v nadloží belovežských vrstiev. Tvorbu čiastkových magurských jednotiek podstatne ovplyvnila diferenciácia litofácií z nadložia belovežských vrstiev. Ináč sa pri tektonických pochodoch chovali masívne pieskovcové lavice krynickej jednotky ako drobnorytmický flyš severnejších jednotiek magurského príkrovu. Z toho dôvodu aj podložie malcovských vrstiev v magurskom sedimentačnom priestore má iný charakter. Ilýrsko-pyrenejské tektonické pochody detailnejšie zvrásnili zlínske vrstvy bystrickej jednotky ako pieskovcové masy strihovských vrstiev z nadložia belovežských vrstiev. Z tohto pohľadu je malcovské súvrstvie častejšie uložené na menej zvrstvených vrstvách krynickej jednotky ako na pročských či zlínskych vrstvách.



Obr. 4 Schematické rozmiestnenie litofácií v magurskej jednotke a v bradlovom pásme na východnom Slovensku
1 — ílovce malcovských vrstiev, 2 — tylawské vápence, 3 — ílovce menilitových vrstiev, 4 — pieskovce malcovských vrstiev, 5 — sklzové telesá, 6 — globigerínové sliene, 7 — margle z Lacka 8 — hrubozrnné pieskovce, 9 — pročské vrstvy, 10 — pestré vrstvy

Záver

V predloženej práci podávame súhrn poznatkov o litológii, petrografii malcovského súvrstvia na východnom Slovensku. Pri ich interpretácii sa opierame o podrobné litologické profily, paleoprúdovú analýzu a podrobné zloženie jednotlivých horninových litotypov.

Z našich výskumov vyplýva:

1. Malcovské súvrstvie tvorí mohutný flyšový komplex hornín 700—1000 m hrubý.
2. Malcovské súvrstvie leží na rôznych litofaciálnych celkoch magurskej jednotky a bradlového pásma na východnom Slovensku.
3. Malcovské súvrstvie vytvára mierne zvlnené synklinály.
4. Malcovské súvrstvie má nižší stupeň tektonickej deformácie ako jej podložie.
5. Prejavy ilýrsko-pyrenejskej fázy vrásnenia sú indikované sklzovými telesami na báze malcovského súvrstvia.
6. Spodná časť sedimentov malcovského súvrstvia je proximálnejšia. Hrubozrnné klastické sedimenty, ako aj hervartovské zlepence prevládajú nad pelitmi. Zloženie klastických sedimentov tejto časti sekvencie, ako aj paleoprúdový režim je magurský. Je pravdepodobné, že konfigurácia magurského sedimentačného priestoru sa pri vzniku malcovského súvrstvia nemenila. Smerom do nadložia dominujú v malcovskom súvrství distálne sedimenty, t. j. prevaha pelitov nad klastickými horninami. Mení sa aj látkové zloženie sedimentov. V klastických sedimentoch pribúdajú úlomky karbonátových hornín a ílovce sa stávajú vápnitými.
7. Študovaný vývoj malcovského súvrstvia je charakteristický pre južnú časť magurskej jednotky. V severnejších častiach magurskej jednotky sú vzťahy so substrátom podmienené litológiou podložnej čiastkovej račianskej jednotky.

Literatúra

Bieda, F. 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. — Geol. Sbor., 8, 1, Bratislava.

Ksiazkiewicz, M.—Leško, B. 1959: On the Relation Between the Krosno and Magura-Flysch.--Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. geol. géogr. VII, 10, Warszawa.

Leško, B.—Ďurkovič, T.—Čičel, B. 1959: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Spr. 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—142.

Leško, B.—Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — SAV, Bratislava.

Leško, B.—Samuel, O. 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava

Nemčok, J. 1961: Vznik a výplň depresií v magurskom flyši na východnom Slovensku. — Geol. Sbor., XII, 2, Bratislava.

Nemčok, J. 1961: Vznik a výplň depresií v magurskom flyši na východnom Slovensku. — Geol. Sbor., XII, 2, Bratislava.

Pesl, V. 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat. — Zbor. geol. Vied. — Západ. Karpaty 9, Bratislava, 71—117.

SAMUEL, O. 1960: Mikrobiostratigrafické pomery flyšu medzi Bardejovom a riekou Ondavou. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SAMUEL, O. 1961: Some remarks on the paleogene of the Klippes zone and on the stratigraphico-biofacial position of the Malcov and Šariš beds in the east Slovakia. — Geol. Práce, Zoš. 60, Bratislava, 137—149.
SAMUEL, O.—SALAJ, J. 1968: Foraminifera of the West-carpathian Paleogene. — Bratislava.
STRÁNIK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. — Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty 3. Bratislava, 125—178.
SWIDZINSKI, H. 1934: Badania geologiczne w grupie magórskiej. — Posiedz. nauk. Pánstw. Inst. geol., 39, Warszawa.
SWIDZINSKI, H. 1961: La Serie de Richvald dans les Karpates Flyschenses. — Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. geogr. IX/2, Warszawa.
UHLIG, V. 1888: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen.-Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. 38, Wien.

J. NEMČOK—T. ĎURKOVIČ

Lithology of Malcov Member in Magura Unit (East Slovakia)

Summary

Presented are data on lithology and petrography of the Malcov Member in East Slovakia. The interpretation of the data is based on detail lithological sections, paleocurrent analysis and on the composition of individual rock lithotypes.

Our investigations show that:

1. The Malcov Member forms a huge flysch rock complex, 700—1000 m thick;
2. the Malcov Member rests upon various lithofacies complexes of the Magura Unit and of the Klippen Belt in East Slovakia;
3. the Malcov Member forms gently undulated synclines, frequently with a truncated arm;
4. the Malcov Member shows tectonic deformation of a lower grade than its basement;
5. the folding of the Illyrian—Pyrenean phase is indicated by slump bodies at the base of the Malcov Member;
6. in the proximal lower part of the Malcov Member the coarsegrained clastic sediments and Hervartov conglomerates dominate over pelites. Composition of clastic sediments in this part of the sequence and the paleocurrent regime are the same as in the Magura Unit. It is likely that the configuration of the Magura depositional area did not change at the formation of the Malcov Member. Towards the overlier the distal sediments, i.e. pelites dominate over clastic rocks in the Malcov Member. Carbonate rock clasts amount increases in clastic sediments and claystones get calcareous;
7. The studied facies of the Malcov Member is characteristic of the southern part of the Magura Unit. In northern parts of the Magura Unit the relation to the substratum is controlled by lithology of the underlying partial Rača Unit.

Explanations to Figures

Fig. 1 Occurrences of Malcov Member in East Slovakia
1 — paleocurrents directions e_3, 2 — paleocurrents directions p-e, 3 — course of main current systems, 4 — overthrust lines, 5 — lithologic boundary of malcov member, 6 — Klippen Belt undivided, 7 — Humenné Mesozoic, 8 — Vihorlat volcanics

Fig. 2 Lithological sections of Malcov Member (Magura Unit, East Slovakia)
1 — slump bodies, 2 — sandstones with T_a of Bouma interval, 3 — sandstones with T_{b-c}, 4 — sandstones with T_c intervals, 5 — Malcov Member claystones, 6 — claystones of Zlín Member type, 7 — Tylawa limestones, 8 — pelocarbonates, 9 — variegated beds (Middle Eocene), 10 — Globigerina marls, 11 — menilite beds. 12 — nummulite breccias, 13 — current marks, 14 — furrows grooves.

Fig. 3 Classification diagram and percentage of basical rock types for Malcov Member
Q — quartz and stable rock clasts, F — feldspars and unstable rock clasts, — ie
1 — quartz sandstones, 2 — arcose sandstones, 3 — arcoses, 4 — graywackes, 5 — subgraywackes

Fig. 4 Schematic distribution of lithofacies in Magura Unit and Klippen Belt of East Slovakia
1 — claystones of Malcov Member, 2 — Tylawa limestones, 3 — claystones of Menilite Member, 4 — Malcov Member sandstones, 5 — slump bodies, 6 — globigerina marls, 7 — Lacko marls, 8 — coarse-grained sandstones, 9 — Proč Member, 10 — variegated beds.

Table 1 Average composition of Malcov Member sandstone
quartz sandstones
graywackes
subgraywackes
arcose sandstones

Md — granularity median, So — sorting coefficient, k_E — quartz grains elongation coefficient, Q — quartz and stablerock clasts, F — feldspars and unstable rock clasts, C — clay.

Table 2 Chemical composition of Tylawa limestones (loc. Lopúchov)

Table 3 Chemical composition of Malcov Member claystones

x — arithmetical mean
max — maximum content
min — minimum content

Geologické práce, Správy 89, s. 53—66, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Ján Nemčok

TEKTONICKÝ VZNIK PALEOGÉNNYCH PANVÍ ZÁPADNÝCH KARPÁT

3 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The author deals with displacement of Paleogene sedimentation areas, controlled by tectonic movements. By categorizing the tectonic dislocations in respect of kinematics the author deciphers the movements of masses in time and space. Horizontal block displacement beneath the paleogene resulted in the formation of sedimentation areas and indicated the kinematic and dynamic patterns of the link among paleogene sedimentation basins. In places of intensive displacement of basement block also their horizontal rotations significant for the interpretation of charriage planes may be observed.

Na zjednodušenej geologickej mape slovenských Západných Karpát (obr. 1) sú vyznačené najvýznačnejšie tektonické poruchy, poruchové systémy a násunové, resp. prešmykové línie. Tieto tektonické prvky boli vynesené na geologickú mapu z publikovaných geologických máp 1:200 000, 1:500 000 a 1:1 000 000. Niektoré tektonické systémy boli overené tiež pomocou leteckých a družicových snímok (L. Pospíšil et al. 1986). Ich význam z hľadiska tvorby nových paleogénnych sedimentačných priestorov doceníme až vtedy, keď ich budeme dešifrovať v priestorovom a časovom usporiadaní. Paleogeografické rekonštrukcie flyšu centrálnych Západných Karpát, založené hlavne na distribúcii makro i mikrofauny (D. Andrusov 1965, O. Samuel 1973), paleoprúdových analýzach a rozmiestnení fácií (R. Marschalko 1978) sú neklamnými svedkami kinematického vývoja Západných Karpát. Látkové zloženie sekvencií centrálno-karpatského flyšu viedlo zasa autorov (F. Chmelík 1963, E. Passendorfer 1959) k hľadaniu zdrojových oblastí v blízkosti flyšových akumulácií. Spomínané rekonštrukcie sú nadstavbou stratigraficko-geologických podkladov, vypracovaných hlavne pre potreby geologických máp 1:200 000.

Predkladaná rekonštrukcia vzniku paleogénnych panví sa opiera predovšetkým o tektonické prvky zašifrované v publikovaných geologických mapách 1:1 000 000, 1:200 000 a 1:50 000, ako aj o autorove nepublikované pozorovania. Lokalizácia tektonicky aktívnych a menej aktívnych oblastí umožnila rekonštrukciu blokovej stavby centrálnych Západných Karpát. Ich

RNDr. Ján Nemčok, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

vyznačené rozmiestnenie na publikovaných geologických mapách rozličných mierok zvýrazňuje pohyb hmoty (blokov). Nerovnomerný pohyb mezozoicko-kryštalinických blokov usmerňuje vznik, migráciu, ako aj zánik paleogénnych morí. Paleogénne more mení svoje pobrežné čiary, ako aj zdrojové oblasti. Tektonický pohyb blokov a mikroblokov (microplates) bol vždy rozhodujúcim činiteľom pri tvorbe sedimentačných bazénov. Všeobecne platný pohyb centrálnych Karpát na S resp. SSV ako celku vo vrchnej kriede presunul os sedimentačného bazénu na sever (D. ANDRUSOV 1965, str. 11). Bazén sa vyplnil flyšovými sedimentmi, ktoré sú dnes na mapách vykreslené ako vonkajšie flyšové Karpaty. Po pohybe hmoty zostal na uprázdnenom mieste voľný priestor, v ktorom došlo k vzniku členitého bazénu s jemu zodpovedajúcou sedimentáciou. Vznikli tu neflyšové epikontinentálne sedimenty (budínsky vývoj) paleogénu, ktoré sú vyvinuté hlavne v oblasti Malej dunajskej nížiny a pokračujú do Maďarska (O. SAMUEL 1973). Smer paleogénnej transgresie od JZ na SV poukazuje nielen na postupné poklesávanie podložných blokov, ale tiež na smer ich pohybu.

Ak hovoríme o pohybe hmoty vo vrchnej kriede, máme na mysli nepretržitý postupný pohyb hmoty, ktorý v niektorých fázach je zrýchlený a v iných zasa spomalený. Vertikálny pohyb hmoty odvodíme hlavne pomocou litofácií a ich stratigrafických hodnôt, ako aj vertikálnych deformácií (násuny, prešmyky). Horizontálny pohyb hmoty zanechal po sebe neklamných svedkov vo forme otočených súborov hornín, ako aj zmenených nameraných paleoprúdových vektorov na sedimentačných sekvenciách. Výsledný rotujúci pohyb povrchových sedimentov je odrazom nerovnomerne sa pohybujúcich podložných blokov (J. NEMČOK 1978). Horizontálny a vertikálny pohyb hmoty je navzájom tak prepojený, že smer dominujúceho pohybu je v prírode len ťažko identifikovateľný. Je však isté, že pohyb blokov s obdukujúcou tendenciou zväčša vytvoril zdrojové oblasti a subdukujúce bloky dávali možnosť vzniku akumulačných bazénov.

Tektonické poruchy pohybujúcich sa blokov

Centrálne Západné Karpaty spolu s vonkajšími flyšovými Karpatmi sú na tektonických mapách rôznych mierok rozdelené na segmenty tektonickými líniami odlišnej dôležitosti. Od čias M. LUGEONA a V. UHLIGA z konca 19. storočia a začiatku 20. storočia až do objavenia sa hypotézy tektoniky litosférických dosiek (plate tectonics) tektonickým poruchám násunového charakteru sa pripisoval prvoradý význam. Príkrovová hypotéza nerozoberala do detailov mechanizmus presúvajúcich sa príkrovov. Pre túto predstavu postačoval tektonický kontakt dvoch nad sebou ležiacich odlišných stratigrafických, resp. stratigraficko-litologických sekvencií. Tektonické obmedzenie príkrovov hypotéza akosi nebrala do úvahy. Hypotéza plate tectonics tým, že diskutuje o problémoch kinematiky dosiek, ako aj o motorických silách vyvolávajúcich pohyb, umožňuje dešifrovať tektonické

poruchy obmedzujúce bloky, resp. jednotlivé príkrovy. Tektonické poruchy obmedzujúce presúvané bloky (dosky) príkrovov pod takýmto drobnohľadom nadobúdajú podstatne odlišný význam ako za čias M. LUGEONA (1902—1903). Presúvaná alebo podsúvaná, resp. rotovaná hmota tým, že zmenila svoju polohu po dráhe, obmedzila sa tektonickými poruchami. Hlavné poruchy sú vzhľadom na pohyb karpatských blokov (hmoty) odlišne orientované.
Sú to:

a) horizontálne smerové tektonické poruchové systémy
b) násunové tektonické poruchy
c) ťahové tektonické poruchy.

Hlavné poruchy, známe zo starších publikovaných máp 1:200 000 a geologických prác (M. MAHEĽ 1969), zoradené podľa ich významu pri mechanickom pohybe:

a) Horizontálne smerové tektonické poruchové systémy

1. V — vihorlatský poruchový systém
2. HA — hankovský poruchový systém
3. SM — smižanský zlom (poruchový systém)
4. M — muránsko-malcovský poruchový systém
5. Č — čertovická línia (poruchový systém)
6. R — ružbašský zlom (poruchový systém)
7. Pt — podtatranský zlom (poruchový systém)
8. PV — považský zlom (poruchový systém)

b) Násunové tektonické poruchy (resp. šariážne plochy)

1. Násunové poruchy vo vonkajšom flyši
2. Násunové poruchy mezozoických príkrovov

c) Ťahové tektonické poruchy

1. H — hornádsky zlom
2. B — braniský zlom
3. Š — štítnický zlom
4. LU — zlom Lúčky
5. My — mýtňanský zlom
6. ZR — zázrivsko-revúcky systém zlomov
7. V — valčiansky zlom
8. TU — turčiansky zlom
9. MM — malomagurský zlom
10. JS — jastrabiansky zlom
11. SK — skýcovský zlom
12. HR — hrádocký zlom
13. Z — závadský zlom
14. PY — piešťanský zlom
15. P — pílanský (malokarpatský) zlom
16. LM — lamačský zlom

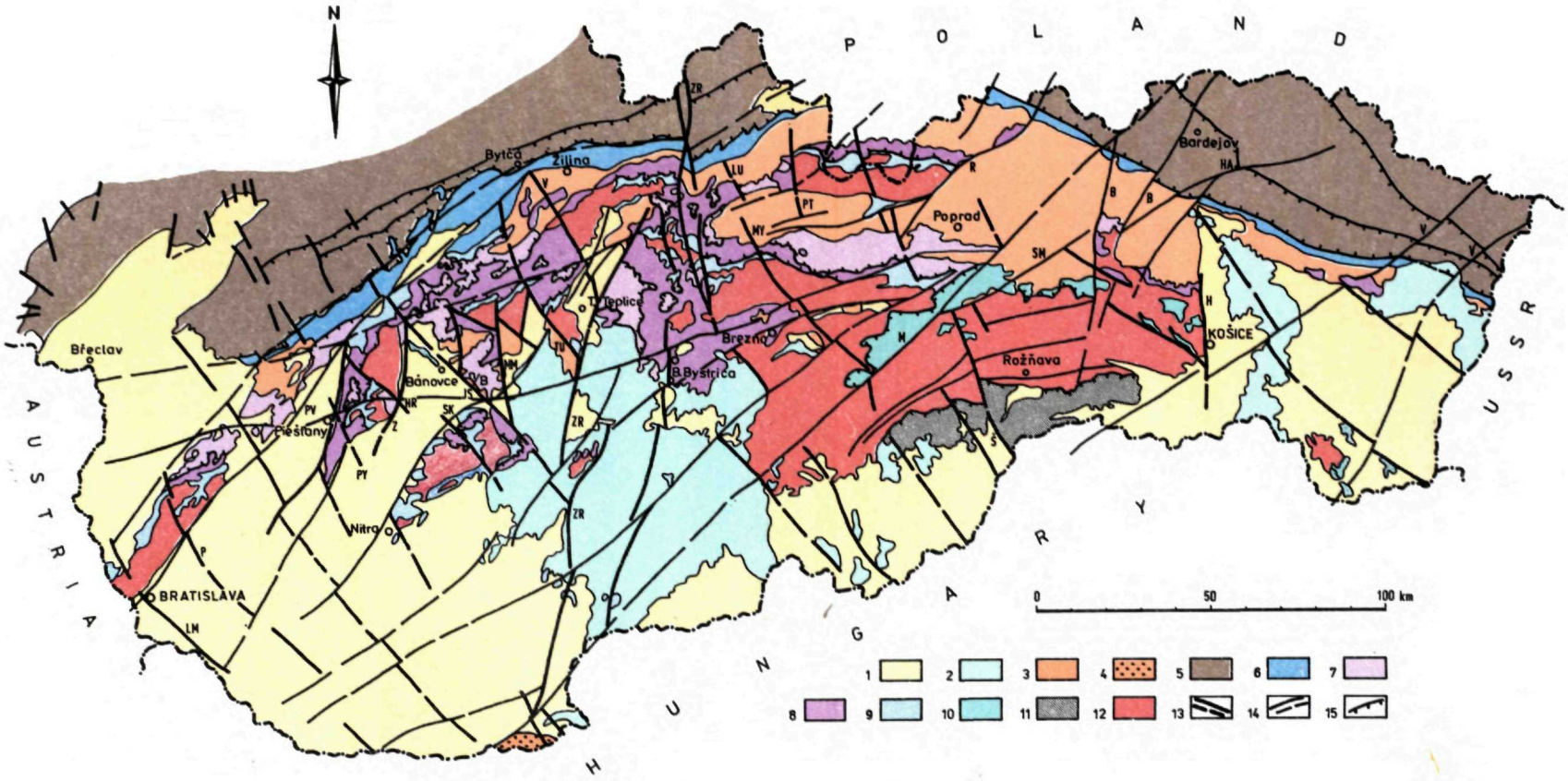
a) Horizontálne smerové tektonické poruchy v centrálnych Západných Karpatoch vznikali na rozhraní dvoch nerovnomerne rýchle sa pohybujúcich blokoch. Ich priebeh (smer) je viac-menej zhodný so smerom pohybu blokov. Keď je v centrálnych Západných Karpatoch hlavný smer pohybu blokov od JZ na SV, aj smerové poruchy majú tento smer. Medzi významnými blokmi v hlavnom smere sú registrované mnohonásobné poruchy idúce viac-menej paralelne vedľa seba, alebo s menšími uhlovými odchýlkami od hlavného smeru pohybu. Takémuto poruchovému nahromadeniu jednosmerných porúch vedľa seba medzi významnými blokmi hovoríme tektonický poruchový systém. V Západných Karpatoch poznáme zo známejších systémov muránsko-malcovský, vihorlatský, podtatranský a ďalšie (obr. 1). Horizontálne tektonické poruchy, resp. poruchové systémy smerového charakteru majú zväčša 70—90° sklon (napr. P. Gross—E. Köhler 1980, str. 118), často má ich priebeh „špirálový" charakter. Na niektorých miestach je sklon smerových porúch miernejší, no nikdy neklesá pod uhol 45—50°. Uhol sklonu porúch blokov býva často rozhodujúci pre obdukovanie, resp. subdukovanie blokov medzi sebou (J. Nemčok 1983). Ak uhol sklonu smerových porúch medzi blokmi je miernejší, porucha nadobúda násunový, resp. podsunový charakter.

b) Násunové alebo podsunové poruchy, resp. šariážne plochy, sú prevažne kolmo orientované na smer pohybu blokov. Ak sa ich priebeh odkláňa od tohto kolmého smeru, došlo pri pohybe bloku, resp. príkrovu k rotácii. K vytvoreniu násunovej línie (šariážnej plochy) došlo vždy v čelnej časti presunového bloku, resp. príkrovu. Priebeh násunových porúch nemá regionálnejší charakter. Je prerušovaný smerovými, resp. ťahovými poruchami. Okraje príkrovov, resp. blokov sú závislé od veľkosti premiestnenej hmoty, obmedzenej horizontálnymi smerovými poruchami, resp. poruchovými systémami. Násunové poruchy vo flyšových sekvenciách vonkajšieho flyšu majú svoje prerušenie medzi blokmi, obyčajne vyjadrené sigmoidálnymi ohybmi alebo rotujúcimi blokmi. Takéto výrazné sigmoidy, ktoré sú odrazom nerovnomerne sa pohybujúcich dvoch blokov v podloží, prerušili aj násunové poruchy vo flyšových sekvenciách. Tento prípad je zreteľný na vihorlatskom a muránsko-malcovskom poruchovom systéme (obr. 1). V prípade násunových (šariážnych) porúch príkrovov mezozoika, resp. kryštalinika z pohľadu pohybu blokov je ťažko určiť, v ktorom smere došlo k nasunutiu. Ak napr. tektonickoerózny zvyšok alochtónneho chočského príkrovu leží na svojom alochtónnom podklade, potom smer tektonického transportu v takomto prípade je len zbožným prianím, a nie overeným vektorom.

Násunové poruchy majú zväčša plytký sklon, málokedy väčší ako 50°. Najplytkejšie násunové poruchy, ako vyplýva z tektonických máp, sú pod tektonickými troskami chočského príkrovu, resp. magurského príkrovu. Najstrmšie (šariážne) tektonické poruchy násunového charakteru sú v jadrových pohoriach centrálnych Západných Karpát.

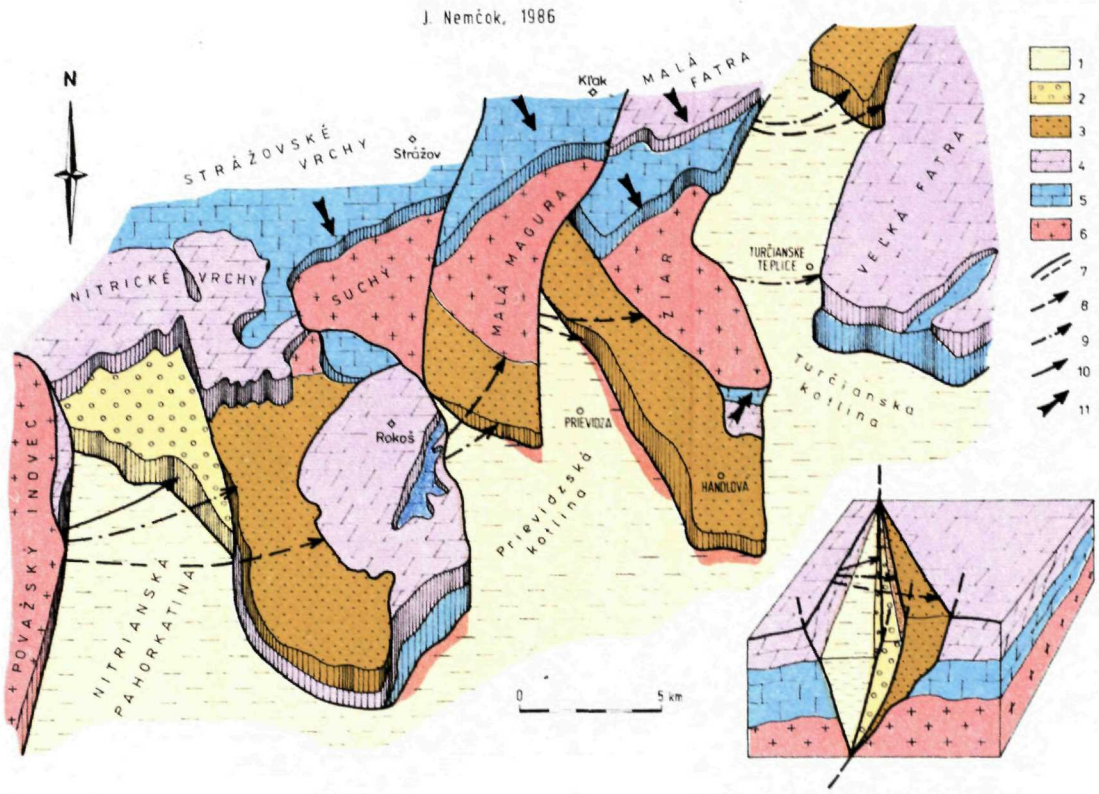
c) Ťahové tektonické poruchy vznikajú kolmo na smer pohybu, ale

J. Nemčok, 1986



Obr. 1 Rozdelenie hlavných tektonických porúch v Západných Karpatoch
1 — Neogénne sedimenty; 2 — Vulkanity neogénu; 3 — Centrálnokarpatský paleogén; 4 — Budínsky paleogén; 5 — Vonkajšie flyšové pásmo; 6 — Bradlové pásmo; 7 — Chočský príkrov; 8 — Krížňanský príkrov; 9 — Obalové mezozoikum; 10 — Gemeridné mezozoikum; 11 — Silický príkrov; 12 — Kryštalinikum a paleozoikum vcelku; 13 — Ťahové tektonické poruchy; 14 — Horizontálne smerové tektonické poruchy (tektonické systémy); 15 — Násunové tektonické poruchy (šariážne plochy)

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA



Obr. 2 Blokdiagramy znázorňujúce vznik tylových sedimentačných bazénov
1 — Najmladšie neogénne sedimenty; 2 — Staršie neogénne sedimenty; 3 — Paleogénne sedimenty; 4 — Vyššie mezozoické príkrovy; 5 — Nižšie mezozoické príkrovy; 6 — Kryštalinikum a paleozoikum vcelku; 7 — Priebeh tektonických porúch; 8 — Predpokladaný smer pohybu na najstarších ťahových tektonických poruchách; 9 — Predpokladaný smer pohybu na mladších ťahových tektonických poruchách; 10 — Predpokladaný smer najmladších pohybov na ťahových tektonických poruchách; 11 — Smer pohybu príkrovovej hmoty

na opačnom konci bloku (príkrovu) ako násunové (šariážne) tektonické poruchy (obr. 1). Inými slovami, ťahové tektonické poruchy sa tvoria v tylovej časti pohybujúcej sa hmoty, resp. dosky či príkrovu. Ich viac-menej kolmá orientácia na smer pohybu v centrálnych Západných Karpatoch ohraničuje zadnú časť blokov, resp. príkrovov. Sz.—jv. smer týchto ruptúrnych ťahových porúch reprezentujú také poruchy ako jastrabiansky zlom, lamačský, pílanský, mýtniansky atď. (obr. 1). Ich sklon je obyčajne strmý a kaskádovitý. Vznikali pohybom bloku a jeho trhaním sa v tylovej časti. Podľa veľkosti bloku a zásahu odtrhnutej časti smerom do hĺbky bývajú tieto poruchy na mnohých miestach sprevádzané výlevmi vulkanitov. Bánovské vulkanity sú najpravdepodobnejšie sprievodným znakom jastrabianskeho zlomu. Kremnicko-štiavnické vulkanity, slanské a vihorlatské vulkanity sa tiež najpravdepodobnejšie vyliali na povrch po ťahových poruchách, ktoré vznikali po pohybe mezozoicko-kryštalinických blokov smerom na SV.

Do tejto kategórie porúch môžeme tiež počítať tzv. rotačné poruchy. Ich vznik mal podobný osud ako v prípade ťahových porúch. Tým, že došlo pri pohybe bloku k jeho rotovaniu, aj tektonické poruchy v podstate ťahového charakteru rotovali s pohybujúcim sa blokom. Tak vznikol celý rad rotačných porúch, ktoré so svojimi prvopočiatočnými poruchami zvierajú ostrý uhol (obr. 2). Najmarkantnejšie sú takéto rotačné poruchy, ktoré sa vzdialili od svojho prvopočiatku, v oblasti Bánoviec, Handlovej a medzi Suchým a Malou Magurou. V týchto trojuholníkových uzáveroch dokumentujú pohyb blokov rotačného charakteru aj sedimenty paleogénu a neogénu. Kryštalinicko-mezozoický blok v jv. časti prekonal väčšiu dráhu ako v sz. časti (obr. 2). Keď došlo k vytvoreniu paleogénnych panví pohybom blokov na roztrhnutom tylovom mieste, hneď sa tento priestor zaplnil sedimentmi paleogénu. Nepretržitý pohyb rotujúcich blokov pretrval aj počas neogénnej sedimentácie, ktorá je zachovaná vždy v jz. časti sedimentačného priestoru vymedzených trojuholníkových sedimentačných priestorov.

Paleogénne sedimentačné priestory

Po vyvrásnení centrálnych Karpát, resp. po tektonickom ukončení pohybu karpatských blokov v strednej až vrchnej kriede došlo k diferenciácii vrchnokriedových až paleogénnych sedimentačných bazénov.

V predpolí mezozoicko-kryštalinických Karpát vznikol mohutný sedimentačný priestor, z ktorého dnes máme tektonicky členité vonkajšie flyšové Karpaty. Tektonické vymedzenie vonkajších flyšových Karpát definoval Zd. Roth (1980). Od Zázrivej na JZ za južnú hranicu vonkajších flyšových Karpát Zd. Roth (1980) považuje južný okraj bradlového pásma; na východ táto hranica podľa neho prechádza do bradlového pásma a na jeho vonkajší okraj. Sedimentačný priestor mohutne vyplnený flyšovými klastikami má dnes neoalpínsku terciérnu stavbu. Stratigrafická náplň dnes vyvrásneného vonkajšieho flyšového bazénu je známa od vrchnej jury až spodnej kriedy do konca paleogénu.

Na miestach, kde kryštalinicko-mezozoické Karpaty (bloky) poklesli, resp. sa premiestnili, vznikli tylové, resp. zadné sedimentačné paleogénne priestory. V Západných Karpatoch sú tylové paleogénne sedimentačné priestory známe na poklesnutých a premiestnených podložných blokoch (budínsky vývoj paleogénu), napr. v Malej dunajskej nížine. Tylové paleogénne sedimentačné priestory sa vyznačujú neflyšovou sedimentáciou. Množstvo zachovaných organizmov v tomto paleogéne ostro kontrastuje s ostatnými vývojmi paleogénu. Bohato zachovaná fauna veľkých foraminifer v budínskom paleogéne na rozdiel od centrálnokarpatského paleogénu svedčí o odlišných sedimentačných podmienkach. Sedimentačný priestor pre budínsky vývoj paleogénu vytvoril optimálne podmienky nielen pre život organizmov, ale aj pre ich zachovanie. Množstvo zachovanej fauny v bazálnom súvrství v oblasti Bánovskej kotliny, Rudnianskej kotliny, Handlovskej kotliny, ako aj v oblasti medzi Považským Inovcom, Suchým, Malou Magurou a Žiarom svedčí o príslušnosti týchto sedimentov k budínskemu vývoju paleogénu. Vyššie sekvencie paleogénu sú zhodné s paleogénom centrálnych Karpát, ktorý je hojne vyvinutý napr. v Liptovskej kotline či Levočských vrchoch. Stály pohyb blokov, ako aj ich smer pohybu poskytol možnosť tvorby paleogénnych bazénov s typickým trojuholníkovým tvarom (napr. medzi Považským Inovcom, Suchým, Malou Magurou a Žiarom — viď obr. 2). Tento typ založenia paleogénnych sedimentačných priestorov je akýmsi prechodným typom medzi tylovými a smerovými bazénmi.

Smerové (smerné) sedimentačné bazény paleogénu boli vytvorené medzi tylovými sedimentačnými priestormi a vonkajším flyšovým bazénom dnešných vonkajších flyšových Karpát. Smerovými ich nazývam preto, lebo vznikali súhlasne so smerom pohybu podložných blokov, na ktorých boli tieto sedimentačné priestory „nesené". Paleogénne sedimenty na pohybujúcich sa blokoch centrálnych Západných Karpát sa nám dnes zachovali v Skorušinskom pohorí, Liptovskej kotline, Levočskom pohorí, Šarišskej vrchovine, ale aj v Novotarsko-zakopianskej kotline v Poľsku. Malé fragmenty z „nesených bazénov" sú zachované medzi Prešovom a Humenným v Beskydskom pohorí. Pohyb podložia počas sedimentácie flyšových sekvencií, inými slovami — premiestňovanie („nesenie") flyšových smerových bazénov, dobre potvrdzujú vrtné práce z oblasti Lipian, ako aj južné transgresívne bazálne členy centrálnokarpatského paleogénu. Pri južnom vystupovaní paleogénu sú bazálne členy zrastené s podložím a bez prerušenia prechádzajú do flyšových sekvencií (J. Nemčok 1978). Vo vrtoch pri Lipanoch sú flyšové sekvencie nad bázou deformované. Z toho vyplýva, že medzi bazálnou a flyšovou časťou paleogénu došlo k pohybu už počas sedimentácie paleogénu.

Relikty paleogénnych až kriedových sedimentov, ktoré sú svedkami bývalých smerových sedimentačných priestorov, nachádzame aj v údolí Hrona pri Podbrezovej, Brezne, Polomke, ale aj v údolí Hnilca neďaleko Dobšinskej ľadovej jaskyne. Sedimentárna výplň smerových paleogénnych bazénov má neflyšový aj flyšový charakter. Bazálne paleogénne sedimenty v smerových sedimentačných bazénoch majú často charakter molasovej sedimentácie.

Klasifikácia sedimentačných paleogénnych bazénov je odvodená od

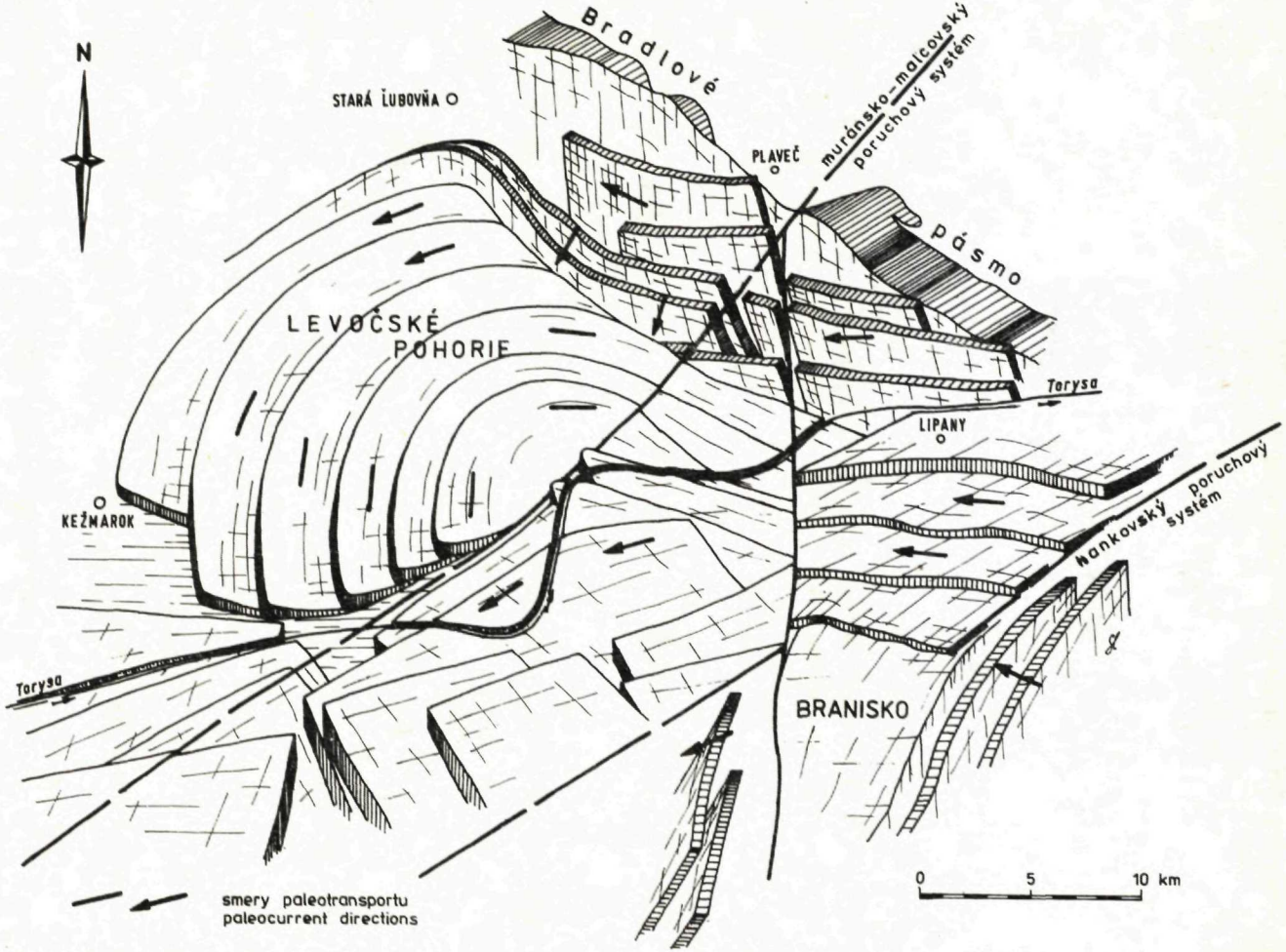
kinematiky pohybujúcich sa karpatských blokov. Ak pripustíme, že Karpaty sa premiestňovali ako vnútorne diferencovaný systém blokov, potom z hľadiska tektonického je sedimentačný priestor dnešných vonkajších flyšových Karpát poorogénny, rovnako ako tylové sedimentačné priestory. Najskôr došlo k vyvrásneniu, resp. premiestneniu hmoty, a potom akiste vznikli sedimentačné bazény (miesta akumulácie budúcich hornín). V predpolí premiestnenej hmoty vznikol sedimentačný priestor (bazén), ktorý je z hľadiska novotvoreného orogénu poorogénny, ale z hľadiska smeru prebiehajúceho orogénu je v jeho predpolí, a preto je často nazývaný aj predorogénny. Poorogénne sú aj tylové bazény, pretože vznikli na uprázdnených miestach po premiestnenej (vyvrásnenej) hmote alebo v dôsledku jej poklesu (Malá dunajská nížina).

Synorogénne sedimentačné bazény sú v Západných Karpatoch smerové, resp. „nesené", vznikali uprostred orogénu (medzi jednotlivými pohybujúcimi sa blokmi). Ich tvar, veľkosť, resp. ich vznik a zánik bol priamo úmerný subdukcii, resp. obdukcii pohybujúcich sa mezozoicko-kryštalinických blokov centrálnych Západných Karpát. Sedimenty centrálnokarpatského paleogénu vytvorené na putujúcich mezozoicko-kryštalinických kryhách centrálnych Západných Karpát sú deformované neskoršími tektonickými pohybmi len na miestach kolízie stýkajúcich sa blokov. Ak sa blok pri pohybe vnútorne nedeformoval, len sa presúval z miesta na miesto, nedošlo k porušeniu jeho paleogénneho nadložia. Ak styk dvoch pohybujúcich sa blokov nerovnomerne menil polohu, dochádzalo k horizontálnym a čiastočne aj k vertikálnym deformáciám flyšových sekvencií paleogénu centrálnych Západných Karpát. Najlepším príkladom je horizontálne rotovaný centrálnokarpatský paleogén v Levočskom pohorí, kde k rotácii flyšových sekvencií došlo nad muránsko-malcovským poruchovým systémom (obr. 3).

Migrácia vodného prostredia počas paleogénu

Relatívny pokoj po vyvrásnení centrálnych Západných Karpát nastal vo vrchnej kriede. Pohyb blokov kryštalinika a mezozoika centrálnych Západných Karpát premiestnil akumulačné prostredie do periférnych oblastí Karpát. Tým sa os vonkajšieho flyšového sedimentačného bazénu presťahovala smerom na sever a zvyšky pôvodného kriedového mora ostali v tylovej časti centrálnych Západných Karpát (vrtné práce pri Štúrove, J. Seneš in D. Andrusov 1965), ako aj v medzihorských smerových zaklesnutých panvách — Dobšinská ľadová jaskyňa. Denudačné relikty morsko-kontinentálnych vrchnokriedových, paleogénnych až spodnomiocénnych sedimentov vystupujúcich na povrch v oblasti Podbrezovej, Horného Hrona a Hnilca, ale aj na Považí určujú zaniknuté vrchnokriedové sedimentačné prostredie. Vrtnými prácami overené vrchnokriedové a paleogénne sedimenty medzi Zvolenom a Krupinou (O. Fusán 1972) nám dokumentujú zasa ústup vrchnokriedového mora do tylovej časti Karpát.

Nepatrné výskyty vrchnokriedových sedimentov v medzihorských (intra-



Obr. 3 Horizontálne rotácia flyšových sedimentov na muránsko-malcovskom poruchovom systéme

montánnych) panvách sú prevažne relikty smerových sedimentačných priestorov, založených medzi pohybujúcimi sa blokmi centrálnych Západných Karpát. Dĺžka trvania smerových sedimentačných priestorov alebo ich vznik a zánik závisel od subdukčného, resp. obdukčného charakteru podložia a bezprostredného okolia sedimentačného bazénu. Z toho dôvodu aj prepojenia vrchnokriedového aj paleogénneho až neogénneho mora s perifémymi morami (tylovým morom a vonkajším) je potrebné sledovať pozdĺž hlavných smerov poruchových systémov (obr. 1).

Tylové kriedovo-paleogénne, ba až neogénne sedimentačné priestory boli založené na tektonických odtrhnutiach blokov poklesávajúceho charakteru. Tak vznikli už spomínané sedimentačné priestory medzi Žiarom, Malou Magurou, Suchým a medzi Zvolenom a Krupinou, ale aj ďalšie. Paleogénne sedimentačné bazény tohto založenia môžeme priradiť k budínskému paleogénnemu vývoju. Osud ich vzniku pripomína trhliny ťahového charakteru trojuholníkového tvaru. Zánik týchto sedimentačných priestorov je spojený s celkovým obdukčným charakterom centrálnych Západných Karpát.

Obdobie medzi vrchnou kriedou a stredným eocénom v oblasti centrálnych Západných Karpát malo obdukčný charakter. Relikty najvyššej kriedy až paleogénu v oblasti horného Hrona a Hnilca obsahujú morsko-kontinentálne sedimenty. Na severných výbežkoch blokov centrálnych Západných Karpát (severne od Galmusu, Braniska a Čiernej hory, ale aj Vysokých a Nízkych Tatier) vrchnokriedové až spodnopaleogénne sedimenty chýbajú. To znamená, že spomínaná oblasť bola v tomto čase denudačnými procesmi intenzívne hobľovaná a transportovaná do oblastí vonkajšieho flyšového pásma. Sedimentácia pokračovala len v smerových medzihorských panvách. Dnešné bradlové pásmo sa tvorilo v čase vrchnej kriedy až spodného paleogénu na svahoch centrálnych Karpát, ktoré tvorili južný okraj mohutného flyšového sedimentačného bazénu. Presun jurských až spodnokriedových sedimentov vo forme klastík alebo blokov do sedimentačnej oblasti, ktorá bola severne od centrálnych Karpát, nám potvrdzujú nielen mapovacie práce (J. Nemčok 1958—1985) v bradlovom pásme, ale aj hĺbkové vrty Lipany — 1—5 južne od bradlovej zóny. Strednoeocénne transgresívne uloženiny ležia priamo na triasových sedimentoch. Nie je však vylúčené, že sa nám niekde pod stredným eocénom nezachovali sedimenty staršieho paleogénu, ba až vrchnej kriedy. Tie by sme mohli hľadať na smerných tektonických systémoch pod centrálnokarpatským paleogénom. V centrálnych Karpatoch sú vrchnokriedové až spodnopaleogénne relikty zachované ako výplň smerných sedimentárnych bazénov. Konkrétne by taký prípad zachovania starších paleogénnych až vrchnokriedových sedimentov mohol byť na muránsko-malcovskom poruchovom systéme pod Levočským pohorím. Žiaľ, z tejto oblasti nie je vypracovaná geofyzikálna mapa paleoreliéfu pod centrálnokarpatským paleogénom. Iste by priebeh hlavných dolín a hrebeňov korešpondoval s priebehom tektonických systémov sv.—jz. smeru. Takýto paleoreliéf je známy z geofyzikálnych podkladov J. Májovského (1980) z oblasti medzi Vyšnými Ružbachmi a pieninským bradlovým pásmom.

Aj smer prínosu klastík do perifémych sedimentačných bazénov bol

regulovaný pohybom blokov centrálnych Karpát. Riečna sieť, transportujúca klasty z centrálnych Karpát do vonkajšieho flyšového bazénu, ako aj do smerového „neseného" sedimentačného priestoru centrálnokarpatského paleogénu bola orientovaná v smere JZ—SV. Dnes už len Poprad a čiastočne Torysa transportujú klasty od JZ na SV. Neskoršie vyzdvihnutý reliéf magurského flyšu ich prinútil zmeniť pôvodný tok, ktorý sa pôvodne končil vyústením do vonkajšieho flyšového sedimentačného bazénu.

Sedimentárna výplň paleogénnych bazénov

Nahromadenie sedimentov do flyšových bazénov paleogénu bolo závislé od mnohých faktorov, ako napr. od veľkosti sedimentačného priestoru, rýchlosti dodávky materiálu do sedimentačného priestoru, reliéfu sedimentačného priestoru, tektonického režimu sedimentačného priestoru a jeho okolia atď. Už samotný sedimentologický charakter uloženín nám pomáha odlíšiť vyčlenené genetické typy paleogénnych bazénov. Tylové uloženiny budínskeho vývoja, opisované hlavne z východnej oblasti Malej dunajskej nížiny a na južnom Slovensku (J. SENEŠ in D. ANDRUSOV 1965) medzi Šahami a Šafárikovom, ale aj v Maďarsku, tvoria prevažne detritické súvrstvia kontinentálneho obdobia vrchnej kriedy a spodného paleogénu. Postupné klesanie sedimentačného bazénu podmienilo, že v eocéne nastala sedimentácia brekcií a zlepencov, ale aj vložiek sladkovodných vápencov, pestrých ílov, pieskovcov a preplavených lateritických hornín. Ich materiál pochádzal z okolitých denudovaných mezozoických, prípadne kryštalinických oblastí. Masový výskyt makrofauny veľkých foraminifer, mäkkýšov a koralov je charakteristický pre budínsky vývoj sedimentov. Uhľonosné polohy, ako aj časté striedanie morských, brakických a sladkovodných sedimentov sú ďalším charakteristickým znakom tylových paleogénnych bazénov. Sedimenty paleogénu tohto typu nemajú charakter flyšových sedimentov vonkajšieho flyšového pásma. Podobný vývoj litofácií obsahujú relikty tylových sedimentačných bazénov v Bánovskej kotline, Rudnianskej a Handlovskej, ako aj v oblasti medzi Zvolenom a Krupinou.

Smerové sedimentačné bazény paleogénu sa vyznačujú hlavne nahromadením kontinentálnych hrubodetritických sutín do úzkych sedimentačných priestorov. Obmedzené možnosti transportu mohutných blokových sutín po pretiahnutom sedimentačnom priestore kužele rýchlo delia na menšie sedimentačné bazény. Ich delenie sa dialo naprieč pretiahnutého tvaru. Tým vznikla sústava malých panvičiek, ktoré sa relatívne rýchlo zaplnili klastikami, ak neprišlo k ďalším subdukčným poklesom počas sedimentácie. Dnešné relikty nám nedovoľujú v plnej miere dešifrovať súbor litofácií, ktoré sa v týchto smerových panvách tvorili. Iste to boli nevytriedené klasty z bezprostredných svahov sedimentačného priestoru.

Charakter litofaciálnych vývojov vonkajšieho flyšového bazénu a z oblasti centrálnokarpatského paleogénu na „nesených sedimentárnych bazénoch" je podobný.

Okraj bazénu je charakterizovaný proximálnymi sedimentmi hruboklastického charakteru, zatiaľ čo ďalej od zdrojových oblastí prevládajú sedimenty turbiditov s ojedinelými fluksoturbiditmi. Flyšový charakter sedimentov so všetkými sedimentologickými textúrami charakterizujú tak vonkajší, ako aj centrálnokarpatský paleogén. Rozdiel medzi uchovanými sedimentmi z týchto dvoch bazénov je len v tom, že kým centrálnokarpatský paleogén má zachované aj bazálne litofácie, vonkajší flyšový bazén má bazálne členy tektonicky amputované.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát. III.—SAV, Bratislava.

FUSÁN, O. 1972: Geologická mapa podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GROSS, P.—KÖHLER, E. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

CHMELÍK, F. 1963: Centrálnokarpatský flyš a vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry. — Geofond, Bratislava.

LUGEON, M. 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. — C. R. Acad. Sci. 17, Paris.

LUGEON, M. 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. géol. Univ. 4, Lausanne, 1—51.

MAHEĽ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Spr. 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—31.

MÁJOVSKÝ, J. 1980: Geofyzikálny prieskum v oblasti Belianskych Tatier, Ždiar-Podspády. — Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MARSCHALKO, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. — Konferencie, Sympózia, Semináre, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

NEMČOK, J. 1958: Prehľadné geologické mapovanie vnútrokarpatského paleogénu na generálnej mape Košíc. — Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

NEMČOK, J. 1978: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—58.

NEMČOK, J. 1983: Pohyb flyšovej masy na východnom Slovensku. — Geol. Práce, Spr. 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—152.

PASSENDORFER, E. 1959: Rozwoj paleogeograficzny Tatr. (Evolution paléogeographique des Tatras). — Rocz. Pol. Tow. geol. 30, 4, Kraków.

POSPÍŠIL, L.—NEMČOK, J.—GRANICZNY, M.—ST. DOKTOR 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. — Miner. slov., 18, 5, Alfa, Bratislava, 385—402.

ROTH, ZD. 1980: Západní Karpaty, terciérní struktura střední Evropy. — Ústř. Úst. Geol., ČAV, Praha.

SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti maďarského stredohoria. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau und Bild Österreichs.—Wien—Leipzig, 651—911.

Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. 1964. — Ústř. Úst. Geol., Praha—Bratislava.

J. NEMČOK

Tectonic origin of Paleogene basins in West Carpathians Mts.

Summary

The most significant tectonic dislocations shatter systems and overthrust lines are denoted in the simplified geological map of the West Carpathians (Fig. 1). These tectonic elements were taken over from published geological maps 1:200 000, 1:1 000 000 and 1:500 000. Some tectonic system were also studied by aerial and satellite photographs (L. POSPÍŠIL et al. 1986). Their spatial and time distribution is to be studied as well. Material composition of flysch sequences (E. PASSENDORFER 1959, CHMELÍK 1963), paleontological data (D. ANDRUSOV 1965, O. SAMUEL 1973) distribution of facies and paleocurrent analyses (R. MARSCHALKO 1978) are significant for paleogeographic reconstructions of the Central West-Carpathian flysch. The paleogeographic reconstructions show that tectonic movements divided the Central Carpathians into segments and block (plattes).

The Central West Carpathians and the Outer Flysch Carpathians are divided into segments by tectonic lines in tectonic maps on different scales (Fig. 1). The plate-tectonic hypothesis, considering kinematics of plates and motoric forces causing movements, enables revealing of tectonic dislocations delimitating blocks or individual nappes. From this view the tectonic dislocations confining displaced blocks (plates) and nappes acquire a new role, different from that assumed by M. LUGEON (1902—1903). The displaced, underthrust or rotated mass, changing its position, got bordered by tectonic dislocations. The main dislocations have different orientation in relation to the movement of the Carpathian blocks (mass).

So we may distinguish a) horizontal fault systems; b) overthrusts; c) tension dislocations.

a) Horizontal fault system in the Central West Carpathians formed on the contact of two blocks moving with variable velocity. Their course is identic with the course of block movements. Among significant blocks in the main course are dislocations parallel to one another or deflecting from the main course of movement. This phenomenon is denoted as a tectonic dislocation system. In the West Carpathians it is represented by the Muráň-Malcov, Vihorlat and other fault systems. Strike fault systems are most frequently dipping at 70—90° and never below 45—50°. Angle of dip of block dislocations frequently controls mutual obduction or subduction of blocks. At moderate angle of dip a dislocation acquires the over or underthrust character.

b) The overthrusts or underthrusts or charriage planes are most frequently perpendicular to block movements direction. Any deflection from this corse is indicative of rotation during block (nappe) movement. In the outer flysch the breaks in overthrust planes among blocks are usually represented by sigmoidal bends or rotating blocks. This is well illustrated by the Vihorlat and Muráň-Malcov fault systems (Fig. 1).

The overthrust plane dip scarcely exceeds 50°. Tectonical maps show that the overthrust planes of smallest dip are beneath tectonic outliers of the Choč and Magura nappes.

c) Tension dislocations are perpendicular to the movement course and on the opposite and of the block (nappe) they appear as charriages (Fig. 1). It follows that the tension dislocations form in the back part of the moving plate, nappe (mass). The tension dislocations, perpendicular to the course of movements in the Central West Carpathians confine the western parts of blocks and/or nappes. The NW—SE tension dislocations are represented by the Jastrabie fault, the Lamač-, Píla-, Mýtna faults a.o. (Fig. 1). Their dip is steep. They resulted from the movement of a block and from rending in its back part. At a greater depth range of the rended part the dislocations are associated with volcanics effusions. The Bánovce volcanics are most likely associated with the Jastrabie fault. The Kremnica—Štiavnica volcanics, the Slanské and Vihorlat volcanics ascended along tension faults after the Mesozoic crystalline blocks movement toward NE.

The tension dislocations rotated with the moving block in case its movement was associated with rotation. Thus resulting rotation dislocations form an acute angle with the initial dislocations (Fig. 2). Significant rotation dislocations distant from the initial dislocations are in the area of Bánovce, Handlová, between Suchý and Malá Magura Mts. In these triangular areas the rotation of blocks is also indicated by Paleogene and Neogene sediments. The crystalline-Mesosoic block passed a longer way in its SE part than in NW part (Fig. 2). The formation of Paleogene basins by block

movements on the rended back part was followed by filling of the area with Paleogene sediments. The continuous movement of rotating blocks also persisted in the course of Neogene sedimentation preserved in SW part of the depositional area.

The folding of the Central Carpathians and the termination of Carpathian block movements in the Middle-Upper Cretaceous were followed by differentiation of Upper Cretaceous Paleogene depositional basins.

In the Carpathian foreland a huge sedimentation area formed. Now it is the tectonically dissected Outer Flysch Belt. Stratigraphical range of the basin fill is Upper Cretaceous — Paleogene. In the places of subsidence or displacement of the crystalline — Mesozoic Carpathians the back sedimentation areas formed. In the West Carpathians they are denoted as the Buda Paleogene and are mostly represented by non-flysch sedimentation. They contain more organisms than other Paleogene facies.

The Paleogene strike basins formed between obduction forms of the moving Central Carpathians. The intramontane basins are denoted as strike basins because their course is usually identical with the horizontal block movement. The paleogene basins are filled with both the flysch- and non-flysch sediments.

The classification of Paleogene depositional basins is based on mechanism of Carpathian blocks movements. Subduction blocks usually form the basement of Paleogene sediments, so the Paleogene depositional basins formed in the front of moving blocks, among them and in places free after displacing blocks. Recently the movement of masses was regarded as identic with orogen. The depositional basins are therefore classified according to their origin as pre-orogenic, orogenic and post-orogenic.

Sedimentation areas N of the Central Carpathians are folded and form the present Carpathian Flysch Belt.

In the centre of tectonic deformations of the Carpathian Mesozoic and crystalline complexes depositional basins formed (the Rajecká, Turčianska, Liptovská, Horehronská and Dobšinská panva basins). The origin of the basins was controlled by the collision of two moving blocks.

Subduction controlled the formation of basins, obduction- the formation of source areas.

If orogene processes were associated with a relative calm, this time interval is indicative of the termination of the orogenic phase.

We presume that Paleogene basins formed after orogenic phases. They arose in the back parts of blocks composed of the Mesozoic and crystalline complexes. The Paleogene depositional back basins are preserved in the Central West Carpathians in the form of relics (the Bánovská kotlina, the Rudňanská, Handlovská kotlina basins, the Banskobystrické podolie).

Block movements resulted in triangular depositional Paleogene basins in the area between the Považský Inovec Mts., Suchý, Malá Magura and Žiar Mts.

Sediments on peripheries of Paleogene basins are indicative of NE block movements and of a slight northward rotation.

The sedimentation area of the Central Carpathian Paleogene is displaced northwards together with the Central West Carpathian blocks. Sediments of the Central Carpathian Paleogene are deformed by later tectonic movements only in places of collision of blocks.

If the block was only displaced, its Paleogene overlier was not deformed.

If the contact of two moving blocks underwent a variable change of its position, then horizontal and/or vertical deformations of flysch sequences proceeded. An example: horizontally rotated Central Carpathian Paleogene in the Levočské pohorie Mts., where rotation of flysch sequences proceeded above the Muráň-Malcov dislocation system (Fig. 3). Another exapmle: Skorušinské pohorie Mts., Levočské pohorie Mts., Šarišská vrchovina upland, Novotargsko-Zakopianska kotlina basin in Poland.

Small sediment fragments from these basins are preserved between Prešov and Humenné.

Smaller occurrences of Upper Cretaceous sediments in intramontane basins are relics of former sedimentation areas, founded in direction of main blocks movements of the Central West Carpathians. The duration of existence of the sedimentation areas was controlled by subduction and/or obduction character of the basement and of the surroundings of the depositional basin. So the link between the Upper Cretaceous and Paleogene-Neogene sea and the peripheral areas should be traced along the course of the main dislocation systems (Fig. 1).

Back Paleogene-Neogene sedimentation areas were founded on tectonic lines of subsidence character (Žiar, Malá Magura, Suchý Mts. a. o.).

The formation of these sedimentation areas is due to the general obduction character of the Central West Carpathians.

The Upermost Cretaceous-Paleogene relics in the area of the Hron and Hnilec rivers represent marine and continental sediments.

On the northern projections of the Central West Carpathians (N of Galmus, Branisko, Čierna hora, Nízke Tatry, Vysoké Tatry Mts.) the Upper Cretaceous and Lower Paleogene sediments are absent. So the Central Carpathian area underwent intensive erosion in that time. The sedimentation extended into the intramontane basins.

Explanations to Figures

Fig. 1 Division of main tectonic dislocations in West Carpathians
1 — Neogene sediments, 2 — Paleogene volcanics, 3 — Central-Carpathian Paleogene, 4 — Buda Paleogene, 5 — Outer Flysch Belt, 6 — Klippen Belt, 7 — Choč nappe, 8 — Krížna nappe, 9 — Cover Mesozoic, 10 — Gemeric Mesozoic, 11 — Silica nappe, 12 — Crystalline complexes and Paleozoic undivided, 13 — Tension dislocations, 14 — Horizontal strike dislocations (tectonic systems), 15 — Overthrusts (charriage planes)

Fig. 2 Block diagrams illustrating formation of depositional back basins
1 — Latest-Neogene sediments; 2 — Early-Neogene sediments; 3 — Paleogene sediments; 4 — higher Mesozoic nappes; 5 — lower Mesozoic nappes; 6 — crystalline complexes and Paleozoic, undivided; 7 — course of tectonic dislocations; 8 — presumable course of movements on oldest tension dislocations; 9 — presumable course of movements on younger tension dislocations; 10 — presumable course of youngest movements on tension dislocations; 11 — course of nappe mass movement

Fig. 3 Horizontal rotation of flysch sediments on Muráň-Malcov dislocation system

Manin fractures known from previous published geological maps and works ordered according to their first-rate importance with mechanical movement:

a) Horizontal direction tectonic systems

1. V — Vihorlat tectonic fault system
2. HA — Honkovce tectonic fault system
3. SM — Smižany fault
4. M — Muráň-Malcov tectonic fault system
5. Č — Čertovica line
6. R — Ružbachy fault
7. Pt — Subtatric fault
8. PV — Považie fault

b) Tectonic dislocations of trust and overthrust nature

1. Thrust fractures in the Outer Flysch
2. Thrust fractures of Mezozoic nappes

c) Tensional tectonic dislocations

1. H — Hornád fault
2. B — Branisko fault
3. Š — Štítnik fault
4. LU — Lúčky fault
5. My — Mýto fault
6. ZR — Zázrivá—Revúca Zone
7. V — Valča fault
8. TU — Tužina fault
9. MM — Malá Magura fault
10. JS — Jastrabia fault
11. SK — Skýcov fault
12. HR — Hrádok fault
13. Z — Závada fault
14. PY — Piešťany fault
15. P — Píla fault
16. LM — Lamač fault

Geologické práce, Správy 89, s. 67—97, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Pavel Ondra—Jaromír Hanák

PETROFYZIKÁLNÍ STUDIUM SEDIMENTŮ VÝCHODOSLOVENSKÉHO FLYŠE

1 obr. v textu, anglické resumé

Abstract. The authors characterize physical properties of sediments in East—Slovak Klippen Belt, adjacent parts of the Inner-Carpathian Paleogene, Magura Flysch and Dukla Unit on the basis of samples from the surface and from boreholes. The authors studied bulk density, grain density, porosity, medium magnetic susceptibility, natural radioactivity (Th, U, K- contents). The results were treated statistically, differences of mean parameters for individual formations and beds in all mutual combinations are evaluated by t-test at the significance $\alpha = 5\%$. Correlation coefficients of combinations of physical parameters couples were calculated and differences between coefficients of individual sequences were evaluated. The calculations and evaluations resulted in information about petrophysical identity or differences of individual complexes, which may further be interpreted in respect of lithology or origin of clastic material.

Úvod

Ve studované oblasti, tj. ve východoslovenském segmentu flyše, bradlovém pásmu a přilehlé části vnitrokarpatského paleogénu nacházejí v osmdesátých letech při řešení složité geologické stavby širokého uplatnění povrchové geofyzikální metody. Při jejich interpretaci jsou nezbytné údaje o fyzikálních vlastnostech hornin, tj. parametrech, získaných laboratorním měřením vzorků hornin odebraných buď z povrchových odkryvů, nebo z vrtů. Po vhodném zpracování vyplývají z naměřených výsledků též informace, které lze přímo použít k některým litologickým závěrům.

V předkládané práci se zabýváme měřením a zpracováním hustotních parametrů (objemové, mineralogické hustoty), porózity, střední magnetické susceptibility a přirozené radioaktivity (koncentrací Th, U, K a úhrnné gama aktivity). Do jisté míry zde navazujeme na naše předchozí hodnocení východoslovenské neogenní pánve z vrtů (P. ONDRA—J. HANÁK, v tisku) a mapu hustot hornin Západních Karpat na území ČSSR (M. STRÁNSKA—P. ONDRA—Ľ. HUSÁK—J. HANÁK 1986).

RNDr. Pavel Ondra, RNDr. Jaromír Hanák, Geofyzika, n. p., Brno, Podnikový výzkumný ústav, Ječná 29a, 612 46 Brno 12

Jedni z prvých autorů, kteří se zabývají souborným zpracováním objemových hustot ve studovaném území jsou M. ELIÁŠ—J. UHMANN (1968). Susceptibilitu a hustoty dále hodnotí J. UHMANN et. al. (1977). Nověji se fyzikálními vlastnostmi zabývali E. CHRUMOVÁ (1984), E. PÍCHOVÁ (1985), J. MIKUŠKA—E. CHRUMOVÁ (1983, 1984).

Hlavním předmětem hodnocení jsou vzorky odebrané z povrchových odkryvů autory této práce. Kromě toho uvádíme výsledky měření fyzikálních vlastností v hlubinných vrtech Smilno-1, Hanušovce-1, PU-1, Šambron, Lipany-1, Lipany-2, Prešov-1, Vrbov-1, Zboj-1, které shrnuje E. PÍCHOVÁ (1. c.) podle dílčích předchozích zpracování J. ANGELIDISE, J. ČERVENKY, J. MITEVOVÉ, E. PÍCHOVÉ a J. UHMANNA.

Petrofyzikálně studované geologické formace, třídění naměřených vzorků

Naše práce se zabývá územím východoslovenských vnějších Karpat a přilehlou částí vnitrokarpatského paleogénu od toku Dunajce na hranici s PLR na SSZ, po hranice s SSSR na JJV (schematická mapa obr. 1). Z vnitrokarpatského paleogénu, bradlového pásma, magurského flyše a dukelské jednotky jsme změřili hustoty, porózity, magnetickou susceptibilitu na 1200 ks, parametry přirozené radioaktivity asi na 500 ks vzorků z povrchových odkryvů. Při odběrech jsme se orientovali jednak podle geologických map A. MATĚJKY (oficielní edice 1:200 000), dále t. č. rukopisných map J. NEMČOKA 1:50 000, zapůjčených autorem pro tento účel, v dukelské jednotce pak podle mapy T. KORÁBA (1983). Počet použitých měřených jader z vrtů je asi 350.

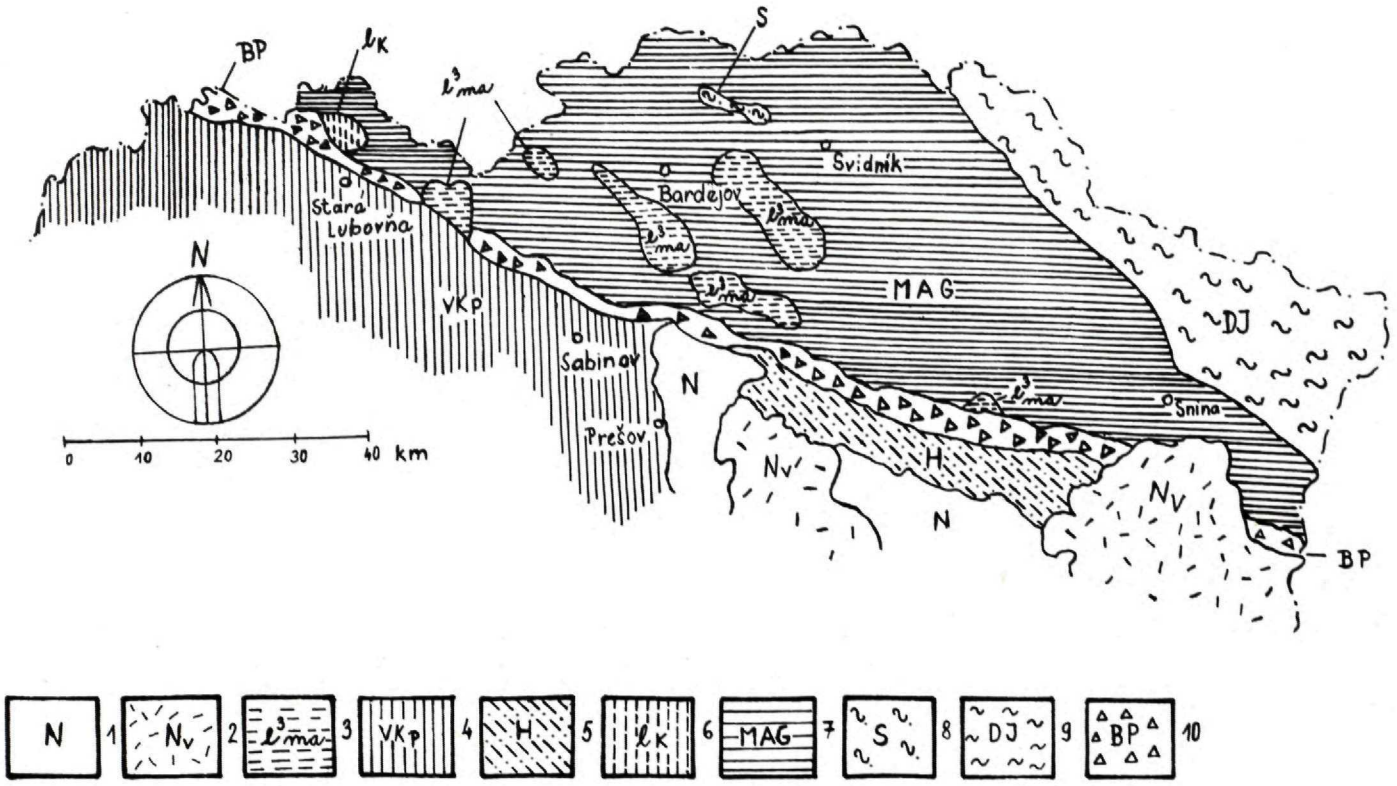
Vnitrokarpatský paleogén

Novým zpracováním geologie Levočských vrchů se zabývá práce P. GROSSE—R. MARSCHALKA (1981) a P. GROSSE—O. SAMUELA (1982). Vzorky odebrané s povrchu dělíme do čtyř souborů.

1. oblast Levočských vrchů a Spišské Magury
2. oblast Šarišské vrchoviny (Sabinov—Prešov)
3. oblast Hanušovce-Merník (= pruh paleogénu mezi Hanušovci a Vihorlatem)
4. pískovce s dolomitickým detritem, odebrané u obce Medzianky na severním okraji pásma Hanušovce-Merník, které mohou též náležet jižnímu vývoji přibradlového paleogénu sensu B. LEŠKO—O. SAMUEL (1968). Vnitrokarpatský paleogén zastihly dále vrty Vrbov-1, PU-1, Šambron-1 (J. NEMČOK 1977), Lipany-1, Prešov-1.

Bradlové pásmo (BP), paleogén a svrchní křída

V rámci celého BP je paleogén označován O. SAMUELEM (1972) jako považsko-hanušovský. Na vých. Slovensku je rozlišován severní (inovský) a jižní (centrálně karpatský, haligovecký) vývoj. Severní vývoj vystupuje v převážné části průběhu BP — tedy v pieninském a šarišském úseku s úsekem u Beňatiny (úseky vymezeny E. SNEIBNEREM in T. BUDAY et al. 1967), jižní od Hanušovců k V., kde se podle B. LEŠKA—O. SAMUELA (1968) noří pod neovulkanity Vihorlatu. Severní a jižní vývoj byl souhrně B. LEŠKEM (1960) označen jako beňatinský flyš (synonyma: přiútesový flyš, série



Obr. 1 Geologické schéma vnějších Karpat a přilehlých formací východního Slovenska
1 — neogén, 2 — neovulkanity, 3 — malcovské vrstvy, 4 — vnitrokarpatský paleogén, 5 — paleogén pásma Hanušovce—Merník, 6 — kremňanský paleogén, 7 — magurská skupina (jednotka), 8 — smilenské okno, 9 — dukelská jednotka, 10 — bradlové pásmo — trias až paleogén

lackovecká, vývoj ujacký s kyjovským). Podle B. LEŠKA—O. SAMUELA (l. c.) je náplní jižního i severního vývoje beňatinského flyše pročské souvrství, výše pak souvrství označené jako beňatinské (O. SAMUEL 1972). Do zpracování zahrnujeme pročské souvsrtví spolu s beňatinským zejména v severním vývoji, nejisté je postavení zmíněných pískovců s dolomitickým detritem u obce Medzianky, které mohou být buď součástí vnitrokarpatského paleogénu, nebo též jižního vývoje beňatinského flyše.

Dále charakterizujeme „vývoj" kremňanský (A. MATĚJKA et al. 1963), jehož rozšíření bylo novějším mapováním korigováno J. NEMČOKEM (t. č. rukopisná mapa). Staršími autory (in. Z. STRÁNÍK 1965) byl kremňanský vývoj označován různě jako např. „nordliche Grenzzone" (V. UHLIG), nebo flyš „przedskalkowy" (HORWITZ). Obsahuje paleocén až svrchní eocén. Nejvýznačnějším členem jsou „flyšové vrstvy kremňanské", mocné 1200—1600 m. Jeho příslušnost k BP nebo magurskému flyši je dosud sporná. Některé pískovce jsou sedimentologicky shodné s psamity čerchovské jednotky. Zpracované vzorky pocházejí z koryta potoka u Matysové a od Kremné.

Svrchní křída BP byla podle dosavadních představ reprezentovaná vývojem jarmutským (flyšovým) a púchovským (pelitickým). Podle J. NEMČOKA (1984) jsou však pročské a jarmutské vrstvy („vývoj") natolik shodné, že je lze považovat za jeden komplex (= jarmutsko-pročské vrstvy). V naší práci rozlišujeme křídu BP podobně jako pročské vrstvy (= severní vývoj obalu BP) ve dvou úsecích — pieninském (od toku Dunajce po ujackou synklinálu) a šarišském — dále k V. Horniny bradlového obalu byly zastiženy též vrtem Hanušovce — 1 (stratigrafie B. LEŠKO et al. 1984).

Z hornin bradel jsme studovali vápence a rohovce. Rozlišujeme vápence haligovského bradla a vápence pieninského bradlového pásma, odebírané od Pienin až po Vihorlat (bez úseku u Beňatiny).

Magurská skupina

Z magurského flyše petrofyzikálně charakterizujeme následující stratigrafické celky:

Malcovské souvrství (vrstvy) jsme vzorkovali v synklinálních strukturách čirčské, malcovské, richvaldské, raslavické. Vzorky shrnujeme do jednoho statistického souboru. Jsou považovány za ekvivalent menilitových a krosněnských vrstev vnějšího flyše (B. LEŠKO—O. SAMUEL 1968), ombroňská série (S. VIALOV—D. ANDRUSOV 1963). V jednom statistickém souboru jsme zpracovali malcovské vrstvy magurského flyše i ty, které leží na pročských vrstvách a křídě bradlového pásma (čirčská synklinála).

Zlínské (vsetínské) souvrství (vrstvy). Do souboru řadíme vzorky zlínských vrstev vnějšího račanského pásma (A. MATĚJKA et al. 1964), odebírané z výchozů v oblasti od Dukelského průsmyku přes Havaj k Radvani. V. PESL (1968) je označuje též jako vrstvy vsetínské. Vzorky pískovců, které byly měřeny, jsou vesměs jemnozrnné a obsahují až kolem 5 % glaukonitu.

Makovické (zborovské) vrstvy račanské jednotky charakterizujeme podle výchozů v okolí Zborova, Stebnické Huty a lomů u Vyšného Orlíka. Zcela v nich převládají pískovce. Podle výbrusového materiálu studovaných vzorků obsahují pískovce relativně více karbonatického a pelitického pojiva než pískovce tvarožské. Vyšší je v nich též podíl pyritu.

Strihovské vrstvy (odebírány rovněž pouze pískovce) čerchovské (kochanovské, krynické) jednotky jsme vzorkovali převážně v Čergovském pohoří a v oblasti Sulína. Pískovce jsou zde zastoupeny ve velké převaze.

Belovežské vrstvy hodnotíme v případě jílovců ve dvou souborech — pro račanskou včetně bystrické jednotky a pro čerchovskou jednotkou (belovežské vrstvy mezi Starinou a Sulínem). V případě pískovců zpracováváme pouze jeden soubor pro račanskou a bystrickou jednotku.

Tvarožské pískovce vymezil J. NEMČOK (1980) mezi obcemi Bardejov-Kúpele a Vyšný Tvarožec v rámci bystrické jednotky. Představují pískovcový vývoj v podloží belovežských vrstev, jsou mocné asi 1000 m. Vzorkovali sme ji na typové lokalitě mezi Vyšným a Nižným Tvarožcem a na svazích Javoriny a Magury. Obsahují méně pojiva než pískovce zlínských a makovických vrstev (což je zřetelné jak z výbrusů, tak i z vyšší rozpadavosti).

Tabulka 1 Přehled formací (souvrství, vrstev, oblastí) charakterizovaných ve statistických výběrech a zahrnutých do komplexního zpracování (P — soubor pískovců, J — soubor jílovců)

Stáří			Vnitrokarpatský paleogén	Bradlové pásmo	Magurský flyš	Dukelská jednotka, smilenské okno
eocén		spodní oligocén	(P, J) — oblast Spišské Magury, Levočských vrchů (P) — oblast Šarišské vrchoviny (P) — oblast Hanušovce — Merník	(P, J) kremňanský paleogén (P) — pieskovce s dolomitickým detritem (= pročské, jižní „vývoj“ ?) (P) — pročské s., pieninský úsek } severní inovský „vývoj“ (P) — pročské s., šarišský úsek }	(P, J) maľcovské vrstvy	(P, J) cergovské vrstvy (J) cergovské-smilenské okno
	svrchní				(P, J) — zlínské (vsetínské) souvrství račanská jednotka	(J) spodní menilitové v. (J) menilitové-smilenské okno (smilnianské břidlice)
	střední				(P) — makovické (zborovské) pískovce } (P) strihovské vrstvy	
	spodní				(P, J) — belovežské v. račanská a bystrická jednotka } (J) belovežské v. čerchovská j.	(P, J) podmenilitové souvrství
					(P) — tvarožské pískovce	
	paleocén			(P, J) — křídový obal — pieninský úsek } flyšové (J) — křídový obal — šarišský úsek } a pelitické vrstvy		
	mástricht až cenoman					(P) cisnianské } vrstvy (P, J) lupkovské } (souvrství) (J) svrchní křída-smilenské okno
jura, křída				vápence pienidních bradel vápence haligovského bradla		

Dukelská jednotka (DJ), zbojské vrstvy, smilenské okno

Cergovské vrstvy (T. KORÁB—T. ĎURKOVIČ 1978), situované do nadloží spodních menilitových, byly vzorkovány ve medzilaborské, darské synklinále a synklinále Kalná Roztoka. Ve statistickém hodnocení je zastoupen soubor tmavošedých jílovců až prachovců.

Menilitové vrstvy (spodní, sensu T. KORÁB—T. ĎURKOVIČ 1978). Kromě pískovců a jílovců jsou charakterizovány též menilitové rohovce. Ke srovnávací studii používáme souboru vzorků černých, často tence štipatelných jílovců. Petrofyzikálně jsou charakterizovány též tmavé menilitové rohovce.

Podmenilitové vrstvy. Mezi vzorkovým materiálem jsou zastoupeny též pestré jílovce (pestré podmenilitové vrstvy), vzorkovány byly v celé délce DJ.

Cisnianské souvrství (vrstvy) reprezentují pískovcový flyš, který vytváří většinu horských hřbetů. Zastihl je též vrt Zboj-1, odkud bylo změřeno několik jader. Z povrchových odkryvů byl odebrán soubor pískovců. Jejich stáří je svrchní senon až paleocén.

Lupkovské vrstvy byly v DJ vzorkovány u Paloty a ve v. části pak u Topoľy a N. Sedlice. Zastihly je též vrty Smilno-1 a Zboj-1 (stratigrafie T. ĎURKOVIČ et al. 1982). Představují nejstarší jednotku DJ náležející cenomanu až senonu.

Zbojské vrstvy (souvrství, jednotka) byly definovány T. KORÁBEM (např. T. KORÁB—T. ĎURKOVIČ 1980, T. ĎURKOVIČ et al. 1982) ve vrtu Zboj-1 jako nižší strukturní etáž, na kterou je DJ nasunuta. Tito autoři předpokládají, že náleží krosněnsko-menilitové skupině, její proximální části.

Tabulka 2 Tabulka fyzikálních vlastností hornin, vnitrokarpatský paleogén

Typ horniny		Hustota g/cm³				Porózita %		g/cm³ Sp	Magn. susc. 10^{-6}SI		n
		objemová		mineral.							
		x̄	s	x̄	s	x̄	s	x̄	x̄	s	
jílovce	p	2,57	0,124	2,73	0,048	6,0	4,2	2,63	221,5	47,9	34
pískovce	p	2,66	0,066	2,72	0,032	2,1	1,8	2,68	147,3	39,6	44
jílovce 0 až		2,72	0,015	2,74	0,015	1,0	0,5	2,73	306,7	68,6	65
pískovce 1465 m	v	2,71	0,024	2,73	0,014	0,8	0,4	2,72	281,6	64,1	77
pískovce 1465 až		2,62	0,077	2,70	0,009	3,0	2,6	2,65	113,9	35,7	22
slepence 2003 m		2,60	0,071	2,72	0,020	4,4	2,3	2,66	121,9	44,4	35
jílovce 500 až		2,69	0,021	2,74	0,024	1,5	0,9	2,71	241,3	79,0	9
pískovce 2653 m	v	2,66	0,025	2,70	0,004	1,5	0,9	2,67	134,6	13,3	6
jílovce	p	2,27	0,043	2,73	0,014	16,8	1,9	2,44	226,7	14,4	6
pískovce	p	2,62	0,081	2,71	0,038	3,6	2,3	2,65	164,9	52,2	16
jílovce 2394 až		2,62	0,014	2,70	0,014	2,8	0,8	2,64	297,5	41,6	8
pískovce 2742 m	v	2,63	0,016	2,70	0,015	2,6	0,9	2,66	223,6	67,1	5
jílovce	p	2,19	0,062	2,72	0,022	19,4	1,7	2,38	193,8	18,8	4
pískovce	p	2,54	0,052	2,72	0,034	6,7	2,5	2,61	210,7	71,7	12
dolomitické pískovce a slepence súlovského typu	p	2,75	0,019	2,79	0,015	1,5	0,7	2,77	20,0	25,0	14

x̄ — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků

Ve smilenském okně charakterizujeme jílovce menilitových (smilnianských, T. KORÁB 1962) a jílovce pravděpodobně svrchnokřídových vrstev, které vystupují po jeho jižní straně. B. LEŠKO —O. SAMUEL (1968) je zařazuje rovněž do „okenní série". Křídové uloženiny by v tom případě odpovídaly lupkovským vrstvám DJ.

V tab. 1 uvádíme přehled stratigrafických členů (resp. geografických oblastí vnitrokarpatského paleogénu), jejichž výběry byly pojaty do statistického zpracování. Chronologické zařazení formací jsme provedli podle D. ANDRUSOVA—O. SAMUELA et. al (1983), příp. výše citovaných autorů. U formací je odděleně studován soubor pískovců (P) a prachovců s jílovci (J). Některé formace jsou však reprezentovány pouze jedním petrografickým typem, jak je v tabulce vyznačené.

Metodika měření a statistického zpracování

Veškerá použitá měření byla provedena v laboratořích n. p. Geofyzika Brno standardní metodikou; objemová (Do) mineralogická (D_M) hustota, porózita (p) metodou trojího vážení. V tabulce 2 je m.j. uvedena též t. zv. přirozená hustota, kterou rozumíme hustotu horniny s póry zaplněnými vodou. U objemové hustoty činí chyba stanovení $\pm 0{,}003$ g/cm^3, u porózity $\pm 0{,}2$ %.

Parametry přirozené radioaktivity								n	Geografická oblast, geologická formace, vrt			
Th (ppm)		U (ppm)		K %		Q (U-ekv)						
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s					
9,1	2,5	3,2	0,9	2,0	0,7	9,0	2,8	17	povrch		Spišská Magura, Levočské vrchy, SZ část Šarišského podolí	paleogén
5,3	1,3	2,2	0,6	0,9	0,5	5,6	1,5	22				
8,1	2,3	2,3	1,1	1,8	0,7	7,5	2,1	65	distální flyš	vrt PU-1 Šambroň		
7,1	2,7	2,1	0,7	1,5	0,8	5,6	2,2	77				
5,1	1,6	1,4	0,6	1,8	0,5	4,7	1,2	22	proximální flyšová facie			
4,2	1,5	1,7	0,8	1,0	0,5	4,4	1,2	35				
7,7	0,9	3,7	1,6	2,2	0,3	8,6	1,3	9	vrt Lipany-1			
5,5	0,5	2,2	0,6	1,5	0,2	5,8	0,8	6				
11,0	0,3	2,6	0,5	2,4	0,1	10,3	0,7	3	povrch		Šarišská Košická kotlina	
5,8	1,4	1,9	0,6	1,2	0,2	5,9	1,1	8				
10,3	1,8	3,0	0,5	2,4	0,4	10,1	1,4	8	vrt Prešov-1			
7,3	3,0	2,9	0,6	1,6	0,6	7,1	2,4	5				
10,8	—	2,0	—	2,6	—	9,6	—	2	povrch, pásmo Hanušovce-Merník			
6,7	1,1	1,9	0,2	1,1	0,1	5,9	0,5	6				
1,5	0,7	2,2	0,4	0,1	0,2	3,1	0,5	7	„jižní vývoj" bradlového paleogénu sensu Samuel (1972) (?)			

Sp — přirozená hustota, Q — úhrnná gama aktivita, p — vzorky s povrchu, v — vzorky z vrtních jader

Tabulka 2 Tabulka fyzikálních vlastností hornin, magurská skupina (jednotka)

Typ horniny		Hustota g/cm³				Pórózita %		g/cm³ Sp	Magn. susc. 10^{-6}SI		n
		objemová		mineral.							
		x̄	s	x̄	s	x̄	s	x̄	x̄	s	
jílovce	p	2,38	0,055	2,72	0,029	12,5	1,8	2,51	207,9	78,1	14
pískovce	p	2,58	0,088	2,69	0,032	4,3	3,0	2,62	113,2	29,6	32
jílovce	p	2,39	0,033	2,71	0,031	12,5	1,8	2,51	276,3	63,2	14
pískovce	p	2,62	0,041	2,68	0,018	2,4	1,2	2,64	117,4	38,7	156
jílovce	p	2,30	0,136	2,64	0,058	13,3	4,5	2,45	176,6	62,6	225
pískovce	p	2,58	0,037	2,65	0,019	2,8	1,4	2,61	112,8	24,1	18
pískovce	p	2,59	0,053	2,67	0,009	3,3	2,0	2,62	133,5	19,9	22
jílovce	p	2,38	0,114	2,72	0,053	12,3	3,4	2,51	289,2	141,9	22
pískovce	p	2,58	0,072	2,70	0,023	4,2	2,4	2,63	194,8	140,2	69
pískovce	p	2,50	0,086	2,66	0,006	6,1	3,2	2,57	104,2	27,4	16
jílovce } 5673 až	v	2,74	0,028	2,75	0,022	0,6	0,5	2,74	281,8	45,8	7
pískovce } 6003 m	v	2,71	0,014	2,72	0,005	0,4	0,1	2,71	136,9	25,2	4
jílovce } 3990 až	v	2,72	0,017	2,74	0,015	0,7	0,2	2,73	261,5	61,2	9
pískovce } 5040 m	v	2,70	0,020	2,72	0,022	0,8	0,2	2,71	119,6	27,6	6

Magnetická susceptibilita ($\varkappa$) byla stanovena na střídavém můstku KLY-2 s citlivostí $4 . 10^{-8}$ j. SI.

Spektrální měření obsahu Th, U, K a úhrnné gama aktivity (Q) bylo provedeno metodou scintilační detekce krystalu NaJ gamaspektrometrem NTA-512 se střední chybou měření pro Th $\pm 1{,}0$ ppm, pro U $\pm 0{,}5$ ppm a pro K $\pm 0{,}3$ %.

Naměřená data byla strojově zpracována. Ke zpracování jsme použili dvou způsobů:

1. Hodnocení odlišnosti aritmetických průměrů měřených parametrů jednotlivých výběrů ve všech vzájemných kombinacích t — testem. Na základě toho je možno podle velikosti hodnot jednotlivých parametrů rozčlenit studované výběry na skupiny, kde uvnitř těchto skupin se jednotlivé výběry vzájemně většinou neliší, mezi skupinami je však statistická odlišnost na hladině $\alpha = 5\,\%$ většinou významná (viz stať o popisu výsledků). V další fázi pak hodnotíme počet významně odlišných aritmetických průměrů jednotlivých parametrů (tj. počet znaků) ve všech kombinacích mezi výběry (zvlášť pro pískovce a jílovce v jednotlivých formacích). K tomuto hodnocení používáme mineralogickou hustotu, magnetickou susceptibilitu, obsah Th a K. Nehodno-

pokračování

Parametry přirozené radioaktivity								n	Vrstvy, souvrství, formace, vrt		
Th (ppm)		U (ppm)		K %		Q (U-ekv)					
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s				
8,1 4,5	3,4 1,3	3,8 1,9	2,1 1,7	1,7 0,6	0,5 0,3	9,1 4,6	2,2 1,9	7 16	malcovské	souvrství (vrstvy)	čerchovská (krynická, kochanovská) jednotka
11,3 5,4	1,2 1,5	2,4 1,9	0,9 0,8	2,5 1,0	0,6 0,4	10,5 5,5	1,8 1,2	7 78	strihovské		
8,2 3,0	1,5 0,9	2,1 1,7	0,7 0,6	1,5 0,5	0,4 0,2	7,7 3,8	1,4 1,0	8 9	zlínské vnějšího račanského pásma		bystrická a račanská (dílčí) jednotka
4,2	0,8	1,5	0,4	0,7	0,2	4,4	0,5	11	makovické (zborovské)		
11,2 3,9	4,2 2,1	2,7 1,7	0,8 0,4	2,1 0,4	1,2 0,3	10,3 4,1	2,7 1,2	5 8	belovežské		
4,1	0,8	1,4	0,3	1,0	0,3	4,5	0,6	8	tvarožské		
10,8 6,1	2,3 2,5	3,5 3,4	0,8 1,8	2,3 1,4	0,6 1,2	10,8 7,6	2,1 2,7	7 4	zlínské		magurská skupina ve vrtu Hanušovce-1
9,7 4,5	2,3 1,4	2,9 2,5	0,8 0,8	2,2 0,8	0,6 0,5	9,6 5,4	1,7 1,6	7 6	strihovské		

tíme úhrnnou gama aktivitu, z hodnocení dále vypouštíme koncentrace uranu, protože tento prvek v horninách snadno podléhá sekundární migraci a jeho obsah nemusí tedy být např. provenienci klastik podstatným znakem. Maximálně lze tedy mezi výběry prokázat odlišnost ve čtyřech znacích — v mineralogické hustotě susceptibilitě a obsazích Th a K.

2. Výpočet koeficientu korelace mezi kombinacemi párů naměřených hodnot D_M, $\varkappa$, Th, K. Kombinací těchto párů je šest: $D_M/\varkappa$, D_M/Th, $D_M/\varkappa$, D_M/K, $\varkappa$/K, Th/K. Koeficient korelace vyjadřuje míru shody mezi dvěma proměnnými, pohybuje se v mezích od 1 do -1. Obě mezní hodnoty vyjadřují maximální míru shody, nula míru minimální. Dále hodnotíme významnost koeficientů korelace pro jednotlivé páry na úrovni $\alpha = 5\,\%$ a příbuznost korelačních vztahů u jednotlivých statistických výběrů.

Domníváme se, že popsaný způsob statistického zpracování, zejména hodnocení počtu odlišných znaků, je relativně málo zatížen subjektivními faktory i když je též nelze zcela vyloučit, (např. při výběru lokalit). Distribuci hodnot jednotlivých parametrů je možno považovat za normální, nebo blízkou normální (včetně $\varkappa$). Proto též použití t — testu a výpočet koeficientů korelace je matematicky přípustné.

Tabulka 2 Tabulka fyzikálních vlastností hornin, bradlové pásmo — paleogén a mezozoikum

Typ horniny			Hustota g/cm³ objemová x̄	Hustota g/cm³ objemová s	Hustota g/cm³ mineral. x̄	Hustota g/cm³ mineral. s	Porózita % x̄	Porózita % s	g/cm³ Sp x̄	Magn. susc. 10^{-6}SI x̄	Magn. susc. 10^{-6}SI s	n
jílovce	p	pieninský úsek	2,48	0,102	2,72	0,044	8,7	3,2	2,57	232,0	80,5	24
pískovce	p	pieninský úsek	2,66	0,048	2,70	0,015	1,5	1,4	2,67	115,5	29,4	16
jílovce, pískovce, písčité vápence	p	pieninský úsek	2,58	0,041	2,72	0,022	5,1	2,1	2,63	141,6	18,3	6
	p	pieninský úsek	2,64	0,032	2,69	0,014	1,9	0,9	2,66	102,2	26,8	30
pískovce	p	šarišský úsek	2,65	0,042	2,71	0,021	2,4	1,6	2,67	76,6	38,3	99
jílovce (vrt Han-1 1288 až 3950 m)		šarišský úsek	2,71	0,017	2,73	0,016	0,6	0,5	2,72	206,1	46,2	29
pískovce (vrt Han-1 1288 až 3950 m)		šarišský úsek	2,70	0,013	2,72	0,010	1,0	0,3	2,71	117,9	37,8	14
jílovce	p	šarišský úsek	2,46	0,076	2,71	0,026	9,4	3,0	2,55	104,6	71,5	22
pískovce	p	šarišský úsek	2,64	0,067	2,72	0,031	3,3	2,7	2,67	73,9	48,1	29
jílovce (vrt Han-1 519—1192 m)		šarišský úsek	2,525+0,171h		—	—	8,2—7,6h		—	—	—	9
jílovce (vrt Han-1 519—1192 m)		šarišský úsek	2,64	0,032	2,72	0,014	3,1	1,5	2,67	214,3	39,5	9
pískovce (vrt Han-1 519—1192 m)		šarišský úsek	2,68	0,015	2,71	0,010	1,3	0,5	2,69	144,2	33,4	6
celek (vrt Han-1 519—1192 m)		šarišský úsek	2,557+0,122h		—	—	6,7—5,2h		—	—	—	15
jílovce	p	pienin. úsek	2,60	0,078	2,71	0,040	4,3	3,2	2,64	134,4	53,3	56
pískovce	p	pienin. úsek	2,67	0,039	2,71	0,025	1,5	1,1	2,68	84,9	40,0	24
rohovce	bradla		2,57	0,032	2,59	0,041	0,6	0,3	2,58	0,0	—	6
vápence	bradla		2,65	0,031	2,70	0,014	1,4	1,0	2,68	40,5	45,9	164
vápence	p		2,67	0,020	2,70	0,016	1,3	0,4	2,68	23,1	17,8	20

Výsledky měření jednotlivých fyzikálních parametrů

V tab. 2 jsou uvedeny základní statistické charakteristiky měřených parametrů jednotlivých popsaných výběrů: x̄ — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků pro jednotlivé formace. V této tabulce jsou uvedeny též údaje naměřené ve vrtech. Tam, kde byl ve vrtech zjištěn u hustotních parametrů a porózit významný hloubkový gradient, je uveden lineární vztah ve formě $x = a + bh$, kde x je příslušný parametr v hloubce h (km).

Dále v tab. 2 uvádíme charakteristiky některých souborů které jsou méně početné a nebylo je možno zařadit do dalšího statistického zpracování (např.

pokračování

Parametry přirozené radioaktivity								n	Vrstvy, souvrství, formace		
Th (ppm)		U (ppm)		K %		Q (U-ekv)					
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s				
9,1 4,2	3,1 1,8	2,6 2,3	0,9 0,6	1,8 0,4	0,3 0,4	9,1 5,0	1,3 1,3	12 8	flyšové vrstvy kremňanské, kremňanský vývoj sensu Matějka (1963)		paleogén
3,9 3,8	0,8 1,0	1,6 1,4	0,7 0,7	0,8 0,7	0,7 0,3	4,2 3,7	0,8 1,3	3 15	severní, inovský vývoj paleogénu bradlového pásma (sensu Samuel 1972	paleogén bradlového pásma — pročské a beňatinské souvrství	
3,7 7,5 5,1	1,6 1,5 1,9	2,0 2,6 2,6	0,8 1,1 0,4	0,4 1,8 0,9	0,4 0,7 0,6	4,4 8,1 6,3	1,5 2,1 1,4	23 29 12			
4,1 4,3	1,3 0,5	1,4 3,7	0,7 2,3	0,4 0,4	0,5 0,4	4,3 6,6	1,5 2,5	11 3	flyšový a pelitický vývoj	svrchní křída	mezozoikum
— 8,1 6,0 —	— 1,9 1,7 —	— 3,2 2,8 —	— 0,5 0,4 —	— 1,8 1,3 —	— 0,5 0,4 —	— 9,1 7,3 —	— 1,6 1,2 —	— 9 6 —			
4,5 4,5	3,0 1,5	1,6 2,1	1,1 1,1	0,9 0,5	0,8 0,4	4,7 4,8	3,0 1,8	28 12	křída		
1,2 1,3	0,5 0,7	0,2 0,8	0,2 0,7	0,0 0,1	0,0 0,2	0,7 1,5	0,3 1,4	3 79	jura až křída, pienidní bradlové pásmo		
1,8	1,5	2,0	1,5	0,1	0,1	3,0	2,0	10	haligovské bradlo		

jílovce paleogénu pásma Hanušovce-Merník). Průměry jsou udány podle jednotlivých typů hornin (pískovce, jílovce s prachovci, vápence, rohovce odděleně pro vzorky z vrtů a s povrchu).

V následujícím textu charakterizujeme naměřené výsledky podle jednotlivých parametrů. V některých případech lze hodnocené výběry (t. j. stratigrafické jednotky, resp. oblasti) na základě statistického testu podle velikosti průměrů zařadit do vyhraněných skupin.

Objemová hustota — pískovce. Podle výsledků statistického hodnocení můžeme zpracované soubory rozdělit do dvou skupin:

1. „lehčí" skupina 2,50—2,62 g/cm^3 zahrnuje pískovce hodnocených souvrství (vrstev) magurského flyše včetně malcovského, dále pískovce vnitrokarpatského paleogénu pásma Hanušovce-Merník, a vnitrokarpatský paleogén Šarišské vrchoviny,

Tabulka 2 Tabulka fyzikálních vlastností hornin, dukelská jednotka a zbojské vrstvy (jednotka?), smilenské okno

Typ horniny		Hustota g/cm³				Porózita %		g/cm³ Sp	Magn. susc. 10^{-6}SI		n
		objemová		mineral.							
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	$\bar{x}$	s	
jílovce	p	2,50	0,120	2,59	0,123	4,1	3,8	2,53	129,4	97,2	22
pískovce		2,69	0,012	2,75	0,013	2,3	0,1	2,71	157,7	13,4	4
silicity (rohovce)	p	2,57	0,016	2,58	0,014	0,3	0,2	2,57	−4,9	8,0	8
tmavé jílovce		2,54	0,083	2,61	0,066	2,6	3,1	2,57	110,4	76,4	28
tmavé jílovce	P	2,41	0,145	2,56	0,086	6,0	4,2	2,47	74,7	85,8	18
pískovce		2,67	0,029	2,72	0,031	1,8	0,2	2,69	222,5	34,3	6
vápence		2,63	—	2,66	—	1,0	—	2,64	32,0	—	2
tmavé jílovce 4.600–5.125 m a 5.375–5.700 m	v	2,73	0,027	2,75	0,021	0,7	0,4	2,74	271,0	131,5	11
jílovce	p	2,48	0,147	2,69	0,063	7,8	4,7	2,56	248,0	139,9	40
pískovce		2,66	0,032	2,68	0,033	1,0	0,6	2,67	160,6	99,6	24
pískovce	p	2,65	0,034	2,69	0,021	1,5	1,0	2,66	134,9	77,1	30
pískovce 354–706 m	v	2,68	0,027	2,73	0,019	1,9	0,4	2,70	269,7	116,4	6
jílovce	p	2,43	0,178	2,71	0,026	11,0	6,2	2,53	240,2	70,8	16
pískovce		2,63	0,042	2,68	0,029	2,2	1,1	2,65	118,0	84,4	32
jílovce 2.237–3.436 m	v	2,72	0,026	2,75	0,020	1,4	1,0	2,73	375,0	66,4	13
jílovce	v	2,71	0,043	2,74	0,033	1,1	0,7	2,72	294,1	112,2	73
pískovce 805–3.811 m		2,68	0,026	2,72	0,027	1,3	1,2	2,69	208,5	103,1	22
jílovce	v	2,72	0,011	2,74	0,014	0,5	0,3	2,73	253,2	140,1	6
pískovce		2,65	0,034	2,67	0,032	1,0	0,7	2,66	52,3	50,3	25
jílovce	p	2,63	0,052	2,74	0,021	4,2	2,7	2,67	463,2	180,2	14
pískovce		2,62	0,027	2,72	0,031	3,5	0,8	2,66	316,4	116,7	6
brekcie	v	2,70	0,031	2,74	0,016	1,6	0,9	2,71	278,0	32,3	6

2. „těžší" skupina 2,63—2,67 g/cm³ pak pískovce pročských vrstev severního vývoje šarišského i pieninského úseku včetně svrchnokřídového obalu BP, kremňanský paleogén, pískovce dukelské jednotky a vnitrokarpatského paleogénu Levočského pohoří se Spišskou Magurou. Extrémní hustota 2,75 g/cm³ byla naměřena u karbonátových (dolomitických) klastik při severním okraji vnitrokarpatského paleogénu pásma Hanušovce-Merník (u obce Medzianky).

(pokračování)

Parametry přirozené radioaktivity								n	Vrstvy, formace			
Th (ppm)		U (ppm)		K %		Q (U-ekv)						
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s					
5,6 2,6	3,5 —	3,1 2,5	1,1 —	1,2 0,3	0,6 —	7,0 4,1	2,9 —	11 2	cergovské			paleogén až křída, vrstvy (souvrství)
0,3 4,1	0,6 3,1	0,6 3,4	0,2 1,2	0,2 1,0	0,1 0,6	0,8 6,3	0,7 2,9	4 11	dukelská jednotka (povrch)	monilitové		
8,7 6,9 1,4	3,0 1,5 —	4,4 2,9 1,0	3,6 0,4 —	1,2 0,9 0,1	0,4 0,2 —	11,1 7,4 1,9	5,0 0,8 —	9 3 1	povrch	smilenské okno		
11,5	3,0	4,0	1,2	2,4	0,6	11,6	1,7	11	vrt Smilno-1 (?)			
7,7 3,0	3,7 2,3	2,8 1,9	1,3 1,1	1,6 0,4	0,9 0,4	8,1 3,6	3,5 2,4	20 12	podmenilitové, pestré podmenilitové			
3,0	1,8	3,5	2,7	0,8	0,6	5,8	3,6	15	povrch	cisnianske		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	vrt Zboj-1			
10,6 6,6	3,0 2,2	4,9 2,3	5,6 2,1	2,4 0,8	0,8 0,5	12,3 6,4	5,4 2,7	8 16	povrch	lupkovské		
14,2	2,2	3,4	0,9	2,7	0,5	12,7	1,9	13	vrt Smilno-1			
12,6 8,4	2,9 2,5	4,1 2,2	2,8 0,7	2,7 1,1	0,7 0,6	12,0 6,9	3,2 1,7	72 21	vrt Zboj-1			
14,6 7,9	4,0 3,1	3,6 1,9	1,3 0,5	3,7 1,4	1,2 1,0	13,3 7,9	1,5 3,7	6 25		zbojské		
8,9 9,9	2,2 1,8	2,6 3,4	1,8 1,3	1,5 1,1	0,7 1,1	8,6 9,3	3,4 1,6	7 3	svrchní křída smilenské okno — povrch			
14,1	2,5	3,6	0,6	2,3	1,1	12,3	2,1	6	vrt Smilno-1 3,5—4,6; 5,125—5,375 km			

Jílovce možno rovněž rozčlenit do dvou skupin;

1. „lehčí" skupina 2,30—2,39 g/cm^3 zahrnuje jílovce studovaných souvrství magurského flyše (zlínské, malcovské, belovežské),

2. „těžší" skupina 2,41—2,63 g/cm^3 pak jílovce křídového a paleogenního obalu BP, vnitrokarpatského paleogénu Spišské Magury a Levočského pohoří, cergovské a menilitové vrstvy dukelské jednotky a smilenského okna. Rozdíly jsou způsobeny převážně diferencemi v pórovitosti. Zařazení jílovců

menilitových a cergovských vrstev do „těžší" skupiny ovlivňuje jejich nízká porózita, přesto, že mineralogická hustota je extrémně nízká.

Vápence bradel tvoří relativně homogenní soubor s nízkou směrodatnou odchylkou. Vápence pieninských bradel a bradla haligovského se neliší. Důležitou otázkou je odlišnost objemových hustot bradel a obalu. Detritické vápence pročských vrstev jsou hustotně blízké vápencům bradel. Rovněž púchovské slíny i pískovce jarmutské litofacie, zejména v pieninském úseku, jsou značně zpevněny. J. Nemčok (1984) soudí, že „...pestré púchovské sliene majú tiež na mnohých miestach charakter tvrdošov...". Domníváme se, že i když problém nelze řešit zcela jednoznačně, neboť kompakce slínů obalu se může lokálně měnit, bude hustotní rozdíl bradel a obalu malý a v důsledku toho i tíhový projev vápenců v „jarmutsko-pročském" souvrství, příp. i v púchovské litofacii nevýrazný. To platí tím více, jsou-li součástí bradel relativně „lehké" rohovce.

Mineralogická hustota — pískovce. Diference ve vypočtených průměrech jsou nižší než u hustot objemových. Relativně snížené hodnoty byly zjištěny u pískovců zlínských, tvarožských, makovických strihovských vrstev (souvrství) 2,66—2,68 g/cm^3, naopak zvýšené hodnoty u pískovců vnitrokarpatského paleogénu pročského souvrství, svrchnokřídového obalu BP, pískovců cergovských a menilitových vrstev (2,71—2,73 g/cm^3). Statistické soubory vyjmenované v prvé skupině se významně liší od souborů ve skupině druhé. Extrémní mineralogická hustota 2,79 g/cm^3 byla naměřena u pískovců s dolomitickým detritem při jižním okraji BP (Medzianky).

Jílovce. Naměřené průměry lze rozdělit opět do dvou výrazně odlišných skupin:

1. 2,56—2,65 g/cm^3, kam náleží cergovské, menilitové a zlínské souvrství (vrstvy),

2. 2,71—2,74 g/cm^3, kde se řadí jílovce obalu BP, křídy smilenského okna, lupkovských, malcovských, podmenilitových, belovežských vrstev a vnitrokarpatského paleogénu Spišské Magury a Levočského pohoří.

Extrémně nízké hodnoty jílovců cergovských a menilitových vrstev dukelské jednotky lze nejpravděpodobněji vysvětlit podílem forem SiO_2. Zde je třeba upozornit na diferenci mezi mineralogickými hustotami jílovců krosněnsko-menilitové skupiny dukelské jednotky a smilenského okna a malcovskými vrstvami (viz též magnetická susceptibilita).

Tuto diferenci možno označit za relativně velmi vysokou. Nasvědčuje na odlišné podmínky geneze. Poměrně značný je dále rozdíl mineralogických hustot mezi pískovci a jílovci krosněnsko-menilitové skupiny dukelské jednotky. Zatímco průměry jílovců jsou relativně velmi nízké, lze hodnoty pískovců považovat naopak za relativně vysoké (2,73 g/cm^3). Možno je vysvětlit přítomností karbonatického pojiva s podílem Fe.

Vápence bradel jsou nízkým obsahem příměsí podle mineralogických hustot relativně „čisté". Hodnota 2,70 g/cm^3 je blízká kalcitu.

Porózita pískovce. Průměry pro zpracované statistické soubory kolísají v rozmezí 1—6,7 %. Relativně nízké hodnoty (1—2,4 %) mají pískovce všech

souvrství dukelské jednotky, obalu BP, vnitrokarpatského paleogénu Levočského pohoří a Spišské Magury, zvýšené hodnoty (2,8—6,7 %) pak některá souvrství magurského flyše (zlínské, makovické, belovežské, malcovské, tvarožské pískovce), vnitrokarpatský paleogén pásma Hanušovce-Merník a Šarišské vrchoviny. Mezi porózitami pískovců dukelské jednotky a magurského flyše je vesměs významný statistický rozdíl. Z magurského flyše mají nejnižší porózity pískovce strihovského souvrství (2,4 %). Rozdíly vysvětlujeme rozdílnou kvantitou a kvalitou základní hmoty (resp. tmele). Relativně vysokou porózitu oproti makovickým pískovcům (3,3 %) mají pískovce tvarožské (6,1 %). Rozdíl rovněž vysvětlujeme nižším podílem pojiva u pískovců tvarožských, což je zřetelné i z výbrusového materiálu.

U jílovců se průměry pohybují v rozmezí 2,6—13,3 %. Nízké porózity mají jílovce krosněnsko-menilitové skupiny dukelské jednotky a pelity obalu BP (2,6—4,3 %), zvýšené jílovce lupkovských, belovežských, malcovských a zlínských vrstev (souvrství) — 11—13,3 %. Výběry poslední skupiny se významně liší od jílovců výběrů ostatních. Jedna z příčin rozdílů je patrně různá kvalita a kvantita chemogenní složky, hlavně obsahu karbonátů a forem SiO_2. Takto lze vysvětlit nízkou porózitu jílovců menilitových a cergovských vrstev dukelské jednotky. Obtížnější je již výklad vlivů různého stupně zpevnění jako následek různě mocného nadloží v pánvi, či různého stáří. Porózity vápenců bradel jsou relativně nízké — 1,4 %, jsou srovnatelné s velikostmi porózit některých pískovců (např. pročského souvrství).

Magnetická susceptibilita pískovců se v průměrech u jednotlivých studovaných výběrů liší v poměrně značném rozmezí $20—210 . 10^{-6}$ j. SI. V případě klastik závisí kromě jiných faktorů hlavně na povaze detritu (zejména podílu karbonátů na straně jedné a úlomků bazik na straně druhé), dále podílu jílových minerálů, sericitu, chloritu a konečně na chemogenní komponentě — hlavně obsahu oxidů Fe. Poměrně citlivě odráží změny v obsazích některých z těchto složek, příp. i nepatrných zlomků procenta magnetitu v těžkém podílu. Mezi pískovci lze podle velikostí průměrů rozlišit 3 skupiny:

1. $20—102 . 10^{-6}$ j. SI, kam náleží především pískovce s dolomitickým detritem (Medzianky) s velmi nízkou susceptibilitou ($20 . 10^{-6}$ j. SI) a pročské souvrství šarišského i pieninského úseku včetně svrchní křídy. Nízkou susceptibilitu lze vysvětlit charakterem detritu,na kterém se podstatnou měrou podílejí karbonáty.

2. $104—147 . 10^{-6}$ j. SI, kam se řadí studované pískovce magurského flyše s výjimkou belovežských vrstev, kremňanský paleogén, pískovce cisnianských, lupkovských vrstev, vnitrokarpatský paleogén Levočského pohoří a Spišské Magury.

3. $160—210 . 10^{-6}$ j. SI, kterou tvoří pískovce cergovských, menilitových a podmenilitových vrstev, vnitrokarpatského paleogénu Šarišské vrchoviny, belovežské vrstvy a konečně pískovce vnitrokarpatského paleogénu pásma Hanušovce—Merník, jejichž susceptibilitu ($210,7 . 10^{-6}$ j. SI) lze v rámci studovaných pískovců označit za relativně velmi vysokou, v protikladu proti nízké susceptibilitě pročského souvrství, resp. pískovců svrchní křídy BP (76

—102 . 10^{-6} j . SI). Z výbrusů studovaných vzorků pročského souvrství severního vývoje a pásma Hanušovce—Merník je též patrný rozdíl ve složení detritu. V pískovcích pásma Hanušovce—Merník jsou na rozdíl od pročského souvrství karbonatické úlomky velmi řídké.

Jílovce možno podle susceptibilit rozdělit do dvou, v tomto případě velmi výrazně odlišných skupin:

1. 75—134 . 10^{-6} j . SI. Náleží sem jílovce obalu BP, krosněnsko-menilitové skupiny dukelské jednotky a smilenského okna.

2. 207—463 . 10^{-6} j . SI, kam patří všechny zbývající studované statistické soubory. Mezi oběma skupinami se nalézá soubor jílovců zlínského souvrství (176 . 10^{-6} j . SI).

Nízkou susceptibilitu jílovců BP lze objasnit zvýšenými obsahy karbonátů na úkor jílových minerálů, příp. slíd. Jílovce křídy pieninského úseku BP (134 . 10^{-6}) a úseku šarišského (104 . 10^{-6} j . SI) se statisticky významně liší i když ne s velkým rozdílem průměrů.

Obtížnější je vysvětlení nízkých hodnot cergovských, menilitových vrstev DJ a smilenského okna. Nízká susceptibilita je zde spojená s nízkou mineralogickou hustotou a porózitou. Patrně souvisí s relativně vysokým obsahem křemene a nižšími podíly illitu a kaolinitu. Tyto nižší obsahy na základě rozboru difraktogramů uvádí T. Koráb—T. Ďurkovič (1978). Jílovce cergovských a menilitových vrstev se však liší od jílovců vrstev malcovských, jejichž susceptibilita je podstatně vyšší. I když srovnání fyzikálních vlastností vzorků z vrtních jader a povrchu lze provádět jen omezeně, je přesto dále nutno upozornit na značný kontrast průměrů susceptibilit tmavých jílovců předpokládaných menilitových vrstev ve vrtu Smilno — 1 (271 . 10^{-6}) s jílovci v DJ (110 . 10^{-6} j . SI) a zejména s jílovci menilitových vrstev smilenského okna (smilnianske břidlice, T. Koráb 1962).

(75 . 10^{-6} j. SI). Tato nízká susceptibilita vzorků menilitových vrstev DJ ze vzorků s povrchu je naopak v souladu se susceptibilitou menilitových vrstev ve vrtech ve vnějším flyši západního segmentu (např. vrt Křepice — 5, J. Uhmann 1981). Nejvyšší zjištěný průměr susceptibilit 463 . 10^{-6} j . SI jsme zaregistrovali u svrchněkřídových jílovců smilenského okna. Významně se liší od susceptibilit jílovců lupkovských vrstev DJ (240 . 10^{-6} j . SI). Tyto jílovce ve smilenském okně jsou co do susceptibilit relativně nejblíže jílovcům belovežských vrstev račanské jednotky.

Vápence bradel jsou charakteristické velmi nízkou susceptibilitou, která se liší od jílovců a slínovců obalu BP. Neliší se vápence pienidních bradel a bradla haligovského. Některé vzorky jsou diamagnetické (např. z bradel u hradu Plaveč, nebo lomu Kamenica). Jde pravděpodobně o vápence s minimálním obsahem jílovité přímesi. Mezi diamagnetické horniny patří i některé vzorky rohovců menilitových vrstev.

Obsahy Th, pískovce. Průměry kolísají v rozmezí 1,5—6,7 ppm. Nejnižší průměr byl zjištěn u pískovců s dolomitickým detritem, jehož obsahy se liší od všech průměrů ostatních srovnávaných souborů. V kampánských až středně eocenních psamitech obsahy stoupají v pořadí: cisnianské (3,0), podmenilitové

(3,0), zlínské (3,0), pročské (3,7), belovežské (3,9), tvarožské (4,1), makovické (4,2) vrstvy, kremňanský paleogén (4,2), strihovské vrstvy (5,4), vnitrokarpatský paleogén Levočského pohoří (5,3), Šarišské vrchoviny (5,8) a pásma Hanušovce-Merník (6,7 ppm). Pískovce podmenilitových a cisnianských vrstev dukelské jednotky spolu se zlínskými vnějšího račanského pásma mají anomálně nízké, podklarkové obsahy. Opomeneme-li pročské souvrství, kde jsou nízké koncentrace zjevně zapříčiněny vysokým podílem karbonatického detritu, potom u psamitů kampánského až středně eocenního stáří obsahy Th stoupají směrem dovnitř Karpat. Mimo toto schéma je tedy krosněnsko-menilitová skupina a lupkovské vrstvy.

Obsahy Th u jílovců se pohybují v rozmezí 4,1—11,3 ppm. Hodnocené soubory lze podle průměrů koncentrací rozdělit do dvou skupin 1. 4,1—5,6 ppm kam náleží krosněnsko-menilitová skupina dukelské jednotky a jílovce obalu bradlového pásma; 2. 7,7—11,3 ppm, kam se řadí jílovce vnitrokarpatského paleogénu, magurské skupiny, malcovské vrstvy a lupkovské vrstvy dukelské jednotky. Zmíněné dvě skupiny se výrazně statisticky odlišují.

Obsahy U u pískovců se pohybují v rozmezí 1,4—3,5 ppm, jsou tedy málo diferencované. Rozdíly lze prokázat jen ve velmi omezené míře.

U jílovců jsou koncentrace U též poměrně vyrovnané 1,4—4,9 ppm. Velmi nízké koncentrace, odlišné od ostatních formací, mají jílovce obalu bradlového pásma (pročského souvrství a svrchní křídy 1,4 a 1,6 ppm). Mezi průměry ostatních hodnocených výběrů nelze většinou prokázat rozdíly.

Obsahy K u pískovců se pohybují v rozmezí 0,1—1,2 %. Nejnižší (0,1 %) jsou u pískovců s dolomitickým detritem od obce Medzianky — (0,1 %), nejvyšší u pískovců vnitrokarpatského paleogénu pásma Hanušovce-Merník (1,2 %). Zvýšené obsahy (1,0 ppm) mají též psamity vnitrokarpatského paleogénu Levočského pohoří, strihovských vrstev a pískovce tvarožské (liší se od makovických). Pískovce kremňanského paleogénu (0,4 %) se neliší od pročského souvrství. Obsahy K u jílovců kolísají v rozmezí 0,4—2,5 %. Nejnižší koncentrace mají jílovce obalu bradlového pásma, nejvyšší pak jílovce lupkovských a belovežských vrstev (2,4—2,5 %). V dukelské jednotce se projevuje tendence přibývání K směrem ke starším formacím. Toto konstatování uvádí též na základě chemických analýz T. Koráb—T. Ďurkovič (1978). Ve vrtech lze u jílovců prokázat též přibývání K s hloubkou.

Statistické zpracování fyzikálních vlastností a jeho interpretace

Hodnocení významnosti rozdílů průměrů

V tab. 3 a 4 je uveden počet prokázaných odlišných znaků jednotlivých formací (souvrství, vrstev), ve vzájemných kombinacích pro pískovce a jílovce odebrané s povrchu. Je testována odlišnost v parametrech, které nesouvisejí se strukturou horniny (tj. m.j. i s hloubkou uložení) — v mineralogické hustotě (D_M), magnetické susceptibilitě ($\varkappa$), obsazích Th a K. Nejvyšší počet odlišných znaků, kdy byl t — testem s minimálně 95 % pravděpodobností prokázán rozdíl v průměrech, je 4. Tabulka nás tedy informuje o stupni petrofyzikální příbuznosti či odlišnosti mezi hodnocenými výběry.

Tabulka 3 Počet odlišných znaků v aritmetických průměrech pro pískovce (vzorky s povrchu)

Vrstvy, souvrství, oblast			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Spišská Magura Levočské pohorie	vnitrokarpatský paleogén	1	D_M x Th K	−1 − − ·	−3 · · ·	· 3 · · ·	· 3 · · −	· 4 · · ·	−2 · − ·	· 3 · − ·	· 3 · · −	· 2 − · −	· 2 · − −	· 3 · · ·	· 3 · · −	−1 · − −	· 3 − · ·	· 2 − · −	· 2 − · −
Šarišská vrchovina		2		D_M x Th K	−0 − − −	−2 · · ·	· 4 · · ·	−3 · · ·	−2 · − ·	−3 · · ·	· 4 · · ·	· 4 · · ·	· 3 − · ·	−1 − · ·	· 3 · · −	−1 − · ·	· 3 · · ·	· 3 · · −	· 3 · · ·
pásmo Hanušovce-Merník		3			D_M x Th K	−3 · · ·	· 4 · · ·	−3 · · ·	−3 · · ·	· 4 · · ·	· 4 · · ·	· 4 · · ·	· 3 · − ·	· 3 − · ·	· 3 · · −	−1 − · ·	· 3 · · ·	· 4 · · ·	· 3 · − ·
kremňanský paleogén		4				D_M x Th K	· 1 − − −	· 2 · − −	−1 · − −	−0 − − −	· 1 − − −	· 1 − − −	· 2 − − ·	−1 · − −	· 2 · − ·	· 2 − − −	· 1 − − −	−0 − − −	· 2 · − −
pročské souvrství — pieninský úsek	bradlové pásmo	5					D_M x Th K	· 3 · − −	· 1 − − −	−0 − − −	· 1 − − −	· 2 − − −	· 3 · − ·	· 3 − · ·	· 2 · − ·	· 2 − − −	−2 · · ·	−1 − − −	· 2 · − −
pročské souvrství — šarišský úsek		6						D_M x Th K	−0 − − −	· 2 · − −	· 2 · − −	· 3 · − −	· 4 · · ·	· 2 · · −	· 3 · · −	· 2 · − −	· 2 · − −	· 3 · − ·	· 4 · · ·
křída, pieninský úsek		7							D_M x Th K	· 2 · − −	· 3 · − ·	· 2 · − −	· 3 · − ·	−1 − · ·	· 1 − − ·	· 2 · − −	· 2 · − −	· 3 · − ·	· 2 − · −
maďcovské		8								D_M x Th K	· 2 − · −	−1 · − −	· 3 − · ·	−1 · − ·	· 2 − − ·	· 2 · − −	−1 − − ·	−1 − − ·	−1 · · −
zlínské	magurský flyš	9									D_M x Th K	· 4 · · ·	· 3 − · ·	· 2 · − ·	−2 − · ·	· 3 · · −	· 1 − − −	· 1 − − −	· 2 − · −
makovické (zborovské)		10										D_M x Th K	−3 · · ·	· 2 − · ·	· 3 · − ·	· 2 · − −	−0 − − −	−1 − · ·	−1 · · −
strihovské		11											D_M x Th K	· 4 · · ·	· 1 − − ·	· 2 · − −	−3 · · ·	· 2 − · −	−1 · − −
beloveżské		12												D_M x Th K	· 2 · − −	· 1 − − −	· 1 − − −	· 2 · − −	· 4 · · ·
tvarožské		13													D_M x Th K	· 3 · − ·	−2 · · ·	· 1 − − ·	−1 − · −
cergovské a menilitové	dukelská jednotka	14														D_M x Th K	· 1 − − −	· 3 · − ·	· 2 · − −
podmenilitové		15															D_M x Th K	−0 − − −	−2 · · ·
cisnianské		16																D_M x Th K	−1 − · −
lupkovské		17																	

· odlišný znak prokázán
– odlišný znak neprokázán
Označení parametrů:
D_M — mineralogická hustota
x — magnetická susceptibilita
Tη — obsah thória
K — obsah draslíku

Poměrně značný stupeň odlišnosti od pročského souvrství severního vývoje vykazují pískovce vnitrokarpatského paleogénu v pásmu u Hanušovců a Merníka. Pískovce této části vnitrokarpatského paleogénu se ve 3—4 parametrech liší též od pískovců jednotlivých souvrství magurského flyše. V žádném parametru se však naopak neliší od pískovců vnitrokarpatského paleogénu Šarišské vrchoviny. Makovické a tvarožské pískovce se vzájemně liší ve 3 parametrech (mimo Th), což nasvědčuje na jistou odlišnost a zároveň i oprávněnost vyčlenění tvarožských pískovců. Tvarožské pískovce jsou naopak petrofyzikálně blízké pískovcům cisnianským v dukelské jednotce. Dále si lze povšimnout značné odlišnosti pískovců makovických vrstev od pískovců zlínského (vsetínského) souvrství vnějšího račanského pásma (liší se ve 4 parametrech). Neočekávaně petrofyzikálně odlišné (ve 3 parametrech) jsou pískovce pročského souvrství v pieninském a šarišském úseku.

U jílovců (tab. 4) jeví značný stupeň odlišnosti menilitové vrstvy DJ vzhledem k magurskému flyši a podmenilitovým a cisnianským vrstvám DJ. Od cergovských se však neliší v žádném parametru. Poměrně značný stupeň odlišnosti vykazují jílovce obalu BP od ostatních hodnocených souborů. Jílovce podmenilitových vrstev dukelské jednotky se neliší v žádném parametru od jílovců belovežských vrstev račanské jednotky (= indicie sedimentace v jednom magursko-dukelském sedimentačním bazénu ?, T. Koráb—T. Ďurkovič 1978). Dalším poznatkem je skutečnost, že ve flyšových sekvencích dvou srovnávaných formací mohou být pelity petrofyzikálně příbuzné, zatímco u psamitů je tomu naopak. Příkladem může být kremňanský a vnitrokarpatský paleogén Levočských vrchů a Spišské Magury, kde se jílovce neliší v žádném, zatímco pískovce ve 3 parametrech. Zdrojové oblasti pískovcových a jílovcových poloh mohou být tedy pravděpodobně různé. Analogicky hodnotíme v tab. 5 pískovce a jílovce z vrtů. Poměrně výrazně odlišným výběrem od většiny ostatních jsou brekcie problematického stratigrafického zařazení ve vrtu Smilno — 1. Petrofyzikálně jsou cizím elementem v rámci dosud takto studovaného flyše, bradlového pásma i vnitrokarpatského paleogénu. Mají velmi vysokou mineralogickou hustotou, susceptibilitu, obsahy Th a K. Je možné též konstatovat značnou vzájemnou odlišnost pískovců distální a proximální facie šambroňských vrstev ve vrtu PU — 1, Šambron (liší se ve 4 parametrech).

Korelace dvojic látkových parametrů a některé hloubkové závislosti. V tab. 6 a 7 jsou znaky + nebo − vyznačeny statisticky významné ($\alpha = 5\,\%$) koeficienty korelace 6 párů parametrů: $D_M/\varkappa$, D_M/Th, D_M/K, Th/$\varkappa$, K/$\varkappa$, Th/K pro jednotlivé statistické výběry. Zákonitosti vztahů mezi těmito parametry jsou složité a podrobněji dosud nebyly studovány. Statisticky významná záporná korelace může být příznakem oscilujícího přínosu materiálu, nebo tvorby autigenního minerálu, který je příčinou zvýšení jednoho z dvojice parametrů a zároveň provázen snížením přínosu či tvorby minerálu, který je nositelem druhého z parametrů. Kladná korelace pak může m. j. znamenat oscilující přínos materiálu z téhož, nebo podobného zdroje, který zapříčiňuje zvýšení hodnot obou hodnocených parametrů. U klastik jsme zaznamenali následující

Tabulka 4 Počet odlišných znaků v aritmetických průměrech pro jílovce (vzorky s povrchu)

Vrstvy, souvrství, oblast			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
vnitrokarpatský paleogén — Levočské vrchy, Spišská Magura		1	D_M × Th K	−0 − − −	·4 · · ·	−3 · · ·	−0 − − −	·3 · − ·	−2 · · −	−1 · − −	·4 · · ·	·4 · · ·	·1 − − −	−0 − − −
kremňanský paleogén		2		D_M × Th K	−3 · · ·	−3 · · ·	−0 − − −	·2 · − ·	−1 − · −	−0 − − −	·4 · · ·	·4 · · ·	−0 − − −	−1 − − ·
BP — křída, pieninský úsek	bradlové pásmo	3			D_M × Th K	−1 − − ·	−3 · · ·	·4 · · ·	−3 · · ·	−2 · · ·	·1 − − −	·1 − − −	−3 · · ·	−3 · · ·
BP — křída, šarišský úsek		4				D_M × Th K	−3 · · ·	·4 · · ·	−3 · · ·	−3 · · ·	·2 − − ·	·2 − − ·	−3 · · ·	−3 · · ·
malcovské v.		5					D_M × Th K	·1 − − −	−2 · − ·	−0 − − −	·2 · − ·	·4 · · ·	−0 − − −	−0 − − −
zlínské s.	magurský flyš	6						D_M × Th K	·4 · · ·	·2 · − ·	−1 · − −	·3 · · ·	·2 · − ·	·3 · − ·
belovežské v., —čerchovská j.		7							D_M × Th K	−0 − − −	·4 · · ·	·4 · · ·	−2 − · ·	−0 − − −
belovežské v., račanská j.		8			menilitové smilenské okno					D_M × Th K	·3 · · −	·3 · · −	−0 − − −	−0 − − −
cergovské	dukelská jednotka	9			13						D_M × Th K	−0 − − −	·2 · − −	·4 · · ·
menilitové		10			−1 − · −		svrchní křída smilenské okno					D_M × Th K	·4 · · ·	·4 · · ·
podmenilitové		11					14						D_M × Th K	·2 − − ·
lupkovské		12					·2 · − −							D_M × Th K

statisticky významné korelace, které kromě jiných faktorů mohou zapříčiňovat kolísající obsahy následujících komponent:

$D_M/\varkappa$	+	oxidy, nebo karbonáty Fe, (pyrit?), biotit
D_M/Th	−	karbonáty Ca—Mg—Fe, oxidy Fe
	+	klastické slídy, sericit, Fe-chlority
D_M/K	−	dolomit a ostatní karbonáty, oxidy Fe
	+	slídy, sericit
Th/$\varkappa$	+	slídy, sericit
K/$\varkappa$	−	karbonát s podílem Fe, oxidy Fe (na úkor jílovité komponenty)
	+	biotit, úlomky z granitoidů se zvýšeným $\varkappa$
K/Th	+	vztah často významný u jílovců. Klastické slídy, sericit.

Všimněme si dále některých společných, či odlišných korelačních znaků typických pro jednotlivé statistické výběry (tj. vrstvy, formace).

Pískovce, vzorky odebrané s povrchu. Pro vnitrokarpatský paleogén Spišské Magury, pročské souvrství pieninského úseku BP, malcovské vrstvy a vrstvy strihovské v oblasti Lubovnianské vrchoviny a krosněnsko-menilitovou skupinou DJ je charakteristická — korelace D_M/Th. Je patrně způsobena zastupováním slíd a jílové komponenty s karbonáty nebo oxidy Fe. Patrně reprezentuje určitý typ sedimentace, či epigeneze. Pro vnitrokarpatský paleogén Šarišské vrchoviny je charakteristická — korelace D_M/K. Analogická je tato korelace v paleogénu vrtu Prešov — 1. (tab. 7). Zajímavý je též protikladný charakter vztahů $D_M/\varkappa$ a D_M/Th u pískovců strihovských vrstev v oblasti přilehlé Pieninám (tj. okolí Sulína) a v oblasti Čergovského pohoří. Jílovce, vzorky odebrané s povrchu: pro pelity vnitrokarpatského a kremňanského paleogénu je charakteristická příbuznost v korelačních vztazích $D_M/\varkappa$, D_M/Th a D_M/K. Vztahem $D_M/\varkappa$ se tyto pelity liší od ostatních statistických výběrů (testem lze prokázat významný rozdíl v koeficientech korelace). To nasvědčuje na jistou specifičnost podmínek sedimentace diageneze nebo zdrojových oblastí, lišící se od ostatných zpracovaných vrstev, či formací, u kterých je korelace $D_M/\varkappa$ většinou významně kladná, patrně vlivem oscilujících obsahů oxidů nebo karbonátů s obsahem Fe.

U vrtů dále připojujeme korelační vztahy objemové hustoty (Do), porózity (p) a obsahu K na hloubce (hl). V jednom souboru jsou zde zpracovány vrty Smilno — 1, Zboj — 1, Vrbov — 1, Hanušovce — 1, Lipany 1 a 3. zahrnující vnitrokarpatský paleogén, obal bradlového pásma, magurský flyš a dukelskou jednotku. Z analýzy vyplývá, že zatímco u jílovců je přibývání Do s hloubkou významné, není tomu tak u pískovců. Ubývání porózity s hloubkou je však významné u obou typů horniny, jsou-li pojaty v jeden soubor. U jílovců lze dále prokázat tendenci přibývání K směrem do hloubky. Vysvětlujeme to zvýšenou tvorbou epigeneticky vzniklých hydroslíd a sericitu ve vyšších hloubkách za přínosu K, patrně cirkulací podzemních vod, vlivem hydrostatického tlaku nadložních komplexů. Jev je pravděpodobně součástí procesu zhutňování.

Tabulka 5 Statisticky potvrzené rozdíly v aritmetických průměrech po pískovce (P) a jílovce (J) — vzorky z vrtů

Formace, Vrstvy, Souvrství			SAS	LIP		KR		P		S		Z		ZBL		ZBZ		SMB	SMM
			1	2		3		4		5		6		7		8		9	10
				P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P	J	P /	/ J
vnitro-karpatský paleogén	S A S	1	D_M	· 2	−1	· 2	· 2	· 4	· 2	−3	−0	· 2	−1	−2	−2	· 2	−2	−1	−2
			x	·	·	·	·	·	·	·	−	·	−	·	−	·	−	−	−
			Th	−	−	−	−	·	−	·	−	−	·	−	·	−	·	·	·
			K	−	−	−	−	·	−	·	−	−	−	·	·	−	·	−	·
	L I P	2	D_M			−0	−1	· 2	−1	−1	−0	· 1	−1	−2	−2	−2	−2	· 3	−1
			x			−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	·	−	·	−
			Th			−	−	−	−	−	−	−	·	·	·	−	·	·	·
			K			−	·	·	·	·	−	−	−	·	·	−	·	−	−
bradlové pásmo	K R	3	D_M					−0	−0	−0	· 1	−0	· 3	−1	−2	· 2	· 3	· 3	· 3
			x					−	−	−	−	−	·	−	−	·	−	·	−
			Th					−	−	−	−	−	·	·	·	−	·	·	·
			K					−	−	−	−	−	−	·	·	−	·	−	·
	P	4	D_M							−0	−2	−0	· 3	−2	−3	· 3	−2	· 4	· 4
			x							−	·	−	·	·	·	·	−	·	·
			Th							−	·	−	·	·	·	·	·	·	·
			K							−	−	−	−	·	·	−	·	·	·
magurský flyš	S	5	D_M									−0	−0	−1	−1	· 2	−2	−3	−0
			x									−	−	−	−	·	−	·	−
			Th									−	−	·	·	−	·	·	−
			K									−	−	−	−	−	·	·	−
	Z	6	D_M											−0	−0	· 2	−2	−2	−1
			x											−	−	·	−	·	·
			Th											−	·	−	·	·	−
			K											−	−	−	·	−	−
dukelská jednotka	Z B L	7	D_M													· 2	−1	−3	−1
			x													·	−	·	−
			Th													−	−	·	−
			K													−	·	·	·
zbojské vrstvy	Z B Z	8	D_M															· 3	−1
			x															·	−
			Th															·	−
			K															−	·

1. SAS — vrt PU-1, Šambroň, šambroňské vrstvy 0—1465 m, 2. LIP — Paleogén, vrt Lipany-1, 500—2653 m, 3. KR — svrchní křída obalu bradlového pásma, 4. P — pročské vrstvy, 5. S — strihovské vrstvy (souvrství), 6. Z — zlínské souvrství (3—6 vrt Hanušovce-1), 7. ZBL — Lupkovské vrstvy 805—3811 m, 8 ZBZ — zbojské vrstvy (souvrství, jednotka) 3811—5000 m (7—8 vrt Zboj-1) 9. SMB — Brekcie, vrt Smilno-1 5125—5375 m, 10. SMM — vrt Smilno-1, menilitové vrstvy

Tabulka 6 Korelační analýza petrofyzikálních parametrů — vzorky s povrchu

Vrstvy — souvrství formace, oblast		Pískovce (r . 10^3)						n	Jílovce (r. 10^3)						n
		$D_M/\varkappa$	D_M/Th	D_M/K	$Th/\varkappa$	$K/\varkappa$	Th/K		$D_M/\varkappa$	D_M/Th	D_M/K	$Th/\varkappa$	$K/\varkappa$	Th/K	
Spišská Magura, Levočské pohorie	vnitrokarpatský paleogén	+ 080	⊖ 652	− 162	− 209	− 141	⊕ 493	22	− 091	− 138	+ 013	⊕ 505	⊕ 499	⊕ 833	17
Šarišská vrchovina		+ 465	+ 305	⊖ 889	+ 646	− 229	− 060	8	/	/	/	/	/	/	–
pásmo Hanušovce-Merník		− 321	− 316	− 178	⊕ 832	− 205	+ 272	6	/	/	/	/	/	/	–
kremňanský paleogén		− 164	+ 006	− 546	⊕ 735	+ 552	+ 134	8	− 372	− 044	− 112	+ 259	+ 357	⊕ 576	12
pročské pieninský úsek	bradlové pásmo	− 283	⊖ 545	− 287	− 004	+ 383	− 004	15	/	/	/	/	/	/	–
pročské, Šarišský úsek		− 054	+ 163	− 033	− 056	⊕ 580	− 110	23	⊕ 649	+ 280	+ 308	+ 354	+ 546	+ 215	11
křída, pieninský úsek		⊕ 734	⊕ 620	+ 414	⊕ 770	⊕ 696	+ 563	12	⊕ 639	⊕ 583	⊕ 561	⊕ 668	⊕ 640	⊕ 887	28
malcovské		+ 094	⊖ 569	− 438	− 063	− 063	+ 113	16	⊕ 818	⊕ 867	⊕ 816	⊕ 869	+ 738	⊕ 869	7
zlínské	magurský flyš	+ 098	+ 170	+ 168	+ 709	+ 109	− 124	9	⊕ 832	+ 467	+ 332	+ 515	+ 642	+ 612	8
makovické		+ 225	− 231	− 093	+ 014	+ 422	+ 020	11	/	/	/	/	/	/	–
strihovské, oblast u Sulína		+ 041	⊖ 491	⊖ 471	⊕ 504	⊖ 471	+ 379	28	/	/	/	/	/	/	–
strihovské, Čergov		⊕ 656	⊕ 336	− 233	+ 199	⊖ 380	+ 235	47	/	/	/	/	/	/	–
belovežské		⊕ 767	⊕ 787	+ 270	+ 513	− 033	− 406	8	⊕ 987	+ 374	+ 054	+ 237	− 096	+ 859	5
tvarožské pískovce		+ 373	+ 507	− 313	+ 023	+ 127	+ 072	8	/	/	/	/	/	/	–
čergovské	dukelská jednotka								⊕ 786	+ 557	+ 477	+ 571	+ 508	⊕ 960	11
menilitové		− 166	⊖ 822	− 526	+ 336	+ 500	+ 780	6	⊕ 663	⊕ 610	+ 498	⊕ 937	⊕ 891	⊕ 971	11
podmenilitové		+ 545	+ 328	⊕ 670	⊕ 791	⊕ 781	⊕ 751	12	⊕ 751	+ 441	+ 396	⊕ 484	+ 440	⊕ 774	20
cisnianské		⊕ 586	+ 395	⊕ 562	⊕ 668	⊕ 702	+ 421	15	/	/	/	/	/	/	–
lupkovské		⊕ 874	− 284	+ 040	− 070	+ 097	+ 398	16	⊕ 649	+ 280	+ 308	+ 354	+ 546	+ 245	9

Tab. 7. Korelační analýza petrofyzikálních parametrů — vzorky z vrtů

vrt	formace, vrstvy		piskovce (r . 10^3)						n	jilovce (r. 10^3)						n
			DM/ϰ	DM/Th	DM/K	Th/ϰ	K/ϰ	Th/K		DM/ϰ	DM/Th	DM/K	Th/ϰ	K/ϰ	Th/K	
PU-1, Šambron	distální flyš	vnitrokarpatský paleogén	⊕ 343	− 139	− 063	− 202	⊕ 245	⊕ 794	77	+ 128	+ 074	− 091	⊕ 257	⊕ 288	⊕ 782	65
Prešov – 1			− 063	− 645	⊖ 905	+ 794	+ 713	+ 575	5							—
Lipany – 1									—	+ 256	+ 520	+ 619	+ 358	⊕ 673	⊕ 674	9
Hanušovce – 1	pročské	obal bradlového pásma	+ 508	+ 220	+ 367	⊕ 732	⊕ 605	⊕ 799	12	+ 377	+ 223	+ 177	⊕ 686	⊕ 795	⊕ 609	29
Hanušovce – 1	svrchní křída		− 273	+ 439	+ 366	+ 717	+ 752	⊕ 944	6	+ 262	+ 012	+ 136	⊕ 700	⊕ 884	⊕ 757	9
Hanušovce – 1	zlínské								—	+ 083	+ 654	+ 702	+ 633	+ 188	⊕ 780	7
Smilno – 1	menilitové								—	+ 532	+ 044	− 134	+ 413	+ 326	⊕ 844	11
Smilno – 1	lupkovské								—	− 105	+ 075	+ 179	+ 198	− 362	+ 367	13
Zboj – 1	lupkovské		⊕ 664	+ 045	+ 375	+ 309	+ 364	+ 165	21	⊕ 329	+ 139	⊕ 284	⊕ 296	+ 229	⊕ 126	71
Zbroj – 1	zbojské		⊕ 644	⊕ 457	⊕ 473	⊕ 579	⊕ 755	⊕ 850	25	+ 507	+ 351	+ 521	+ 294	⊕ 645	+ 440	9
			Do/hl	p/hl	K/hl				—	Do/hl	p/hl	K/hl				
Sm – 1, Zb – 1, Vrbov – 1, Han – 1, Lip – 1, Lip – 3	vnitrokarpatský paleogén, BP, flyš		− 151	⊖ 310	+ 110				68	⊕ 644	⊖ 521	⊕ 236				158

V kolonkách jsou uvedeny koeficienty korelace × 10^3. Statisticky významné koeficienty korelace jsou označeny kroužkem. D_M — mineralogická hustota, Do — objemová hustota, p — porozita, ϰ — magnetická susceptiblita, Th — obsah thória, K — obsah draslíku, n — počet měřených vzorků, hl — hloubka pod povrchem ve vrtech.

Významná kladná korelace obsahu K na hloubce je prokazatelná u jílovců naposled jmenovaných vrtů, pojatých jako jeden soubor. Výjimku tvoří původně předpokládané menilitové vrstvy ve vrtu Smilno — 1, kde naopak obsahu K směrem do hloubky ubývá (skutečnost může být způsobena i následkem převráceného vrstevního sledu?).

Diskuse a závěry

Nejdůležitější výsledky statistického hodnocení fyzikálních vlastností studovaných hornin vnitrokarpatského paleogénu, bradlového pásma, magurského flyše a dukelské jednotky lze shrnout do následujících bodů:

1. Některé paleocenní až středně eocenní pískovce a jílovce magurského flyše na straně jedné a dukelské jednotky na straně druhé (např. podmenilitové — belovežské vrstvy, tvarožské — cisnianské, makovické — cisnianské, makovické — podmenilitové) vykazují relativně nízký stupeň petrofyzikální odlišnosti. Tato skutečnost může být vyložena jako odraz sedimentace ve společném magursko-dukelském bazénu (T. Koráb—T. Ďurkovič 1978).

2. Poněkud odlišné jsou poměry v případě strihovských vrstev, které reprezentují fácii, lokalizovanou v jz. části tohoto bazénu. Pískovce strihovských vrstev se ve 3 parametrech liší od pískovců podmenilitového souvrství DJ, pískovců makovických vrstev a zlínského souvrství račanské jednotky. Podíl přinášeného detritu rozdílného charakteru v jednotlivých paleoproudech (T. Koráb—T. Ďurkovič l.c.) na tvorbě jednotlivých komplexů uloženin závisí na jejich poloze v bazénu.

3. Tvarožské pískovce se liší od makovických (zborovských) ve 3 parametrech; liší se též množstvím karbonatického pojiva, jak je patrno z výbrusového materiálu studovaných vzorků. Domníváme se, že z hlediska petrologického je jejich vyčlenění oprávněné.

4. Tvarožské pískovce jsou naopak petrofyzikálně blízké pískovcům cisnianským a pískovcům lupkovských vrstev dukelské jednotky. Tvarožské se od cisnianských neliší v $\varkappa$, Th ani K, což je příznakem podobných zdrojů klastického materiálu.

5. Jílovce krosněnsko-menilitové skupiny dukelské jednotky (zvláště spodní menilitové vrstvy sensu T. Koráb—T. Ďurkovič 1978) jeví značný stupeň odlišnosti vzhledem k jílovcům jednotlivých souvrství magurského flyše (včetně malcovských vrstev) a jílovcům podmenilitových a lupkovských vrstev. Cergovské a spodní menilitové jsou naopak vzájemně petrofyzikálně příbuzné (neliší se v žádném parametru). Cergovské vrstvy DJ v pojetí naposled citovaných autorů nejsou petrofyzikálně shodné s krosněnským souvrstvím západního segmentu flyše, jak lze vyvodit z dat uváděných J. Uhmannem (1983).

6. Paleogenní pročské souvsrtví obalu BP se relativně málo liší od svrchní křídy (viz též vrt Han — 1). U pískovců pročského souvrství však od Pienin směrem na JV přibývá D_M, $\varkappa$ a obsahů K. Jílovce obalu BP se značně

petrofyzikálně liší od jílovců flyše a vnitrokarpatského paleogénu (kromě krosněnsko-menilitové skupiny). Pískovce pročského souvrství se liší nejméně ve 3 parametrech od pískovců přilehlých strihovských vrstev a vnitrokarpatského paleogénu.

7. Jílovce kremňanského paleogénu se petrofyzikálně více liší od obalu BP než od jílovců belovežských vrstev čerchovské jednotky u Sulína. Pískovce kremňanského paleogénu se odlišují v 1 až 2 parametrech jak od pískovců obalu BP, tak i od pískovců strihovských vrstev. O diskutované příslušnosti kremňanského paleogénu k magurskému flyši, či bradlovému pásmu nelze tedy zatím z petrofyzikálních měření usuzovat i když jílovce jsou bližší magurskému flyši. Upozornit je třeba na shodu všech 4 hodnocených parametrů jak u jílovců tak i pískovců s malcovskými vrstvami a s vrstvami podmenilitovými DJ.

8. Psamity paleogénu v oblasti Hanušovce-Merník jsou typické relativně vysokým průměrem $\varkappa$ a obsahy Th a K. Kontrastně se tím liší od pročského souvrství. Jsou naopak blízké paleogénu ve vrtu Prešov — 1 a paleogenním pískovcům Šarišské vrchoviny mezi Sabinovem a Prešovem. Tyto typy hornin pásma Hanušovce—Merník, s nízkým podílem karbonatického detritu, odebírané u Pavlovců, ze štoly báňského díla Merník a u Ruského Kazimíru, nelze pravděpodobně ztotožňovat s jižním vývojem paleogénu bradlového pásma (beňatinského flyše) sensu B. Leško—O. Samuel (1968), O. Samuel (1972). K tomuto jižnímu vývoji však mohou náležet karbonatické (dolomitické) psamity a psefity při jz. hranici jarmutského „vývoje" křídy (Medzianky—Radvanovce, sz. od Hanušovců).

9. V kampanských až středně eocenních psamitech se projevuje tendence přibývání obsahů Th směrem dovnitř Karpat. Nejnižší, podklarkové obsahy, vykazují pískovce podmenilitových, cisnianských vrstev a zlínského souvrství vnějšího račanského pásma, relativně nejvyšší obsahy mají vrstvy strihovské a vnitrokarpatský paleogén. Z tohoto trendu se vymykají pískovce zbojských vrstev ve vrtu Zboj — 1, horizont brekcií ve vrtu Smilno — 1 a pročské souvrství obalu BP. Podobná tendence i když méně výrazná, se projevuje i v případě obsahů K, které jsou u psamitů vnitrokarpatského paleogénu strihovských vrstev vyšší než u cisnianských, podmenilitových a zlínského souvrství.

Podle T. Korába—T. Ďurkoviče (1978) v období vyššího paleocénu až středního eocénu převládá generální orientace paleoproudového systému od JV na SV, který do magursko-dukelského bazénu transportoval klastický materiál pro tvorbu drob. Systém s orientací od S k J přinášel klastický materiál pro sedimentaci glaukonitických pískovců. Zmíněná tendence obsahů Th souvisí patrně s mísením nebo vykliňováním obou paleoproudových systémů a podílu detritu z granitoidů v nich. Je pravděpodobné, že trend Th též souvisí s přínosem detritu s obsahem granátu, neboť z výsledků analýz těžkých minerálů (M. Starobová, T. Ďurkovič, in T. Buday et al. 1967) plyne, že granátu v těžkém podílu přibývá v pořadí cisnianské a podmenilitové vrstvy DJ — zlínské račanské — makovické (zborovské) — lackovské — strihovské vrstvy, tedy směrem dovnitř Karpat.

10. Některá důležitá fakta vyplývají ze vzájemného srovnání hornin z vrtu Smilno — 1, hornin odebraných s povrchu smilenského okna a dukelské

jednotky. Jílovce z intervalů 4,6—5,1 a 5,3—5,7 km z vrtu Sm — 1 byly nejpravdepodobněji pokládány za ekvivalent menilitových vrstev (T. KORÁB, ústní sdělení). Je třeba upozornit na ostrý protiklad velikosti parametrů D_M, $\varkappa$, Th, K z těchto hloubkových intervalů s menilitovými vrstvami dukelské jednotky a zejména menilitovými vrstvami — tmavými jílovci, odebranými s povrchu smilenského okna (smilnianské vrstvy). Je málo pravděpodobná totožnost tmavých jílovců smilnianských vrstev a tmavých jílovců z vrtu Sm — 1. Tmavé jílovce smilnianských vrstev s povrchu smilenského okna a spodní menilitové vrstvy dukelské jednotky jsou si ale v typických parametrech blízké a též odpovídají menilitovým vrstvám západního segmentu vnějšího flyše (viz data udávaná J. UHMANNEM 1981). Typické jsou nízkou magnetickou susceptibilitou a nízkou mineralogickou hustotou. Rozdíl mezi smilnianskými vrstvami odebranými s povrchu a spodními menilitovými DJ byl ale prokázán v obsazích Th, které jsou u smilnianských vrstev zvýšené (dvojnásobné oproti DJ). Tento fakt lze vysvětlit příměsí materiálu z jiných zdrojů, než obsahují jílovce v DJ. Na odlišnost v tomto ohledu nasvědčují i vzájemně protikladné korelační vztahy Th/$\varkappa$ a D_M/Th u obou výběrů. Naopak domnělé menilitové jílovce z vrtu Sm — 1 jsou petrofyzikálně blízké jílovcům zbojských vrstev ve vrtu Zboj — 1. Brekcie ve vrtu Sm — 1, intervaly 3,5—4,6 a 5,125—5,375 km, rovněž problematického zařazení, petrofyzikálně paralelisovat s psamity zbojských vrstev ale nelze (liší se kontrastně v D_M, $\varkappa$, Th). Tyto brekcie jsou značně odlišné od většiny ostatních hodnocených souborů psamitů. Jílovce předpokládaných lupkovských vrstev ve vrtech Smilno — 1 a Zboj — 1 jsou relativně blízké. Prokázaný rozdíl je pouze v magnetické susceptibilitě. Svrchnokřídové jílovce odebrané s povrchu smilenského okna mají v rámci studovaných statistických souborů anomálně vysokou magnetickou susceptibilitu, kterou se ale liší od jílovců lupkovských vrstev s povrchu DJ. Rozdíl naopak nebyl prokázán v obsazích Th a K.

11. Pískovce vnitrokarpatského paleogénu Spišské Magury, pročského souvrství pieninského úseku, malcovského souvrství a strihovských vrstev (tedy formací, které jsou přilehlé Pieninám) a krosněnsko-menilitové skupiny DJ, mají společný znak — zápornou významnou korelaci parametrů D_M/Th (na rozdíl od ostatních hodnocených souborů pískovců). Předpokládáme, že charakter korelace je způsoben zastupováním slíd + jílové komponenty s oxidy nebo karbonáty Fe, což patrně znamená určitý společný typ podmínek sedimentace nebo epigeneze.

12. Podle srovnání intenzity kompakce (tj. objemových hustot a porózit) z vrtů PU — 1, Šambroň, Lipany — 1, Prešov — 1, i vzorků s povrchu, vystupují ve vnitrokarpatském paleogénu z. části studovaného území (Spišská Magura) na recentní povrch původně hlouběji uložené horizonty než ve v. části (tj. v Šarišské vrchovině, resp. paleogénu překrytém neogénem). Stupeň zpevnění šambroňských vrstev ve vrtu PU — 1, Šambroň v hloubkách 50—100 m, je velmi, až extrémně vysoký. Je možno předpokládat, že šambroňské vrstvy v tomto vrtu byly primárně pohřbeny v hloubce mnoha km. Na tuto skutečnost nasvědčuje i nepřítomnost hustotního a porózitního gradientu v distálním flyši šambroňských vrstev, což odpovídá hloubkám pohřbení nejméně kolem 4 km,

kde tento gradient podle dosavadních poznatků mizí. Vysoké zpevnění je pravděpodobně převážně výsledkem gravitačního zhutňování vlivem hydrostatického tlaku nadloží, protože studium stupně prouhelnění organických zbytků v tomto vrtě ukázalo pouze nízký stupeň prohřátí (P. MÜLLER, ústní sdělení). Stejný nízký stupeň prohřátí a relativně vysoký stupeň kompakce byly zjištěny u vnitrokarpatského paleogénu Spišské Magury (mezi Spišskými Hanušovci a Vyšnými Ružbachy).

Některé z uvedených výsledků naší práce mohou mít vliv na formulaci závěrů o tektonicko-stratigrafické stavbě oblasti. Srovnání kompakce východoslovenského a západního flyše autoří podrobněji rozvedli na jiném místě (P. ONDRA —J. HANÁK, v tisku). Jeden z výsledků tohoto studia je též zjištění, že každá strukturně tektonická jednotka má svůj charakteristický způsob zpevnění, který bývá vytvořen a fixován v relativně krátké době po nakupení mocnosti klastik. Vlivem zatížení mladšími komplexy, včetně komplexů příkrovového charakteru, se takto fixovaný stupeň kompakce zvýší jen relativně velmi málo.

Předložená studie je pokusem o použití petrofyziky pro litologickou interpretaci v komplexech klastik podobně, jako je např. analýza těžkých minerálů, či statistické zpracování zrnitostních rozborů. Autoři věří, že takový, nebo podobný způsob použití petrofyzikálních parametrů, které jsou v dnešní době měřeny na velkých sériích vzorků, se může stát doplňující metodou pro řešení litologicko-stratigrafických problémů.

Literatura

ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. et al. 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II.—ČSAV, Praha.

ĎURKOVIČ, T. et al 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj — 1. — Regionálna geológia Západných Karpát 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ĎURKOVIČ, T.—KORÁB, T. 1979: Štúdium proximality sedimentov dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). — Geol. Práce, Spr. 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89—110.

ELIÁŠ, M.—UHMANN, J. 1968: Densites of rocks in Czechoslovakia, — Ústř. Úst. Geol., Praha.

GROSS, P.—MARSCHALKO, R. 1981: Geológia Levočských vrchov a Hornádskej kotliny. — Sbor. referátov, IV. Slov. Geol. konferencia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—76.

GROSS, P.—SAMUEL, O. 1982: Geológia a stratigrafia južnej a centrálnej časti Levočských vrchov. — Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—102.

CHRUMOVÁ, E. 1984: Fyzikálna charakteristika flyšového pásma v oblasti Západných Tatier. — Sbor. referátů semináře Fyzikální vlastnosti hornin a jejich využití v geofyzice a geologii, Liblice.

KORÁB, T. 1962: Geológia smilenského tektonického okna. — Geol. Práce, Zoš. 64, Bratislava, 23—27.

KORÁB, T. 1983: Geologická mapa Nízkych Beskýd — východ. časť, — Regionálne geologické mapy Slovenska, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1980: K otázke podložia dukelskej jednotky — Geol. Práce, Spr. 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—77.

LEŠKO, B. 1960: Paläogen der Klippenzone in der Ostslowakei. — Geol. Sbor. 11/1, Bratislava.

LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — Slov. Akad. Vied, Bratislava.
LEŠKO, B et al. 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1 — Mineralia slov. 16, 3, Spišská Nová Ves, 217—255.
MATĚJKA, A. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Spišská Stará Ves. — Geofond, Bratislava.
MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Zborov — Košice. — Geofond, Bratislava.
MIKUŠKA, J.—CHRUMOVÁ, E. 1983: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek. — Manuskript — Geofyzika, n. p., Bratislava.
MIKUŠKA, J.—CHRUMOVÁ, E. 1984: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek. — Manuskript — Geofyzika, n. p., Bratislava.
NEMČOK, J. 1977: Štruktúrny vrt PU —1, Šambroň-Region. Geol. Západ. Karpát 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
NEMČOK, J. 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských kúpeľov. — Geol. Práce, Spr. 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—84.
NEMČOK, J. 1984: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—129.
ONDRA, P.—HANÁK, J. (v tisku): Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogenní pánve a jejich geologická interpretace, Geol. Práce, Spr., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ONDRA, P.—HANÁK, J. (v tisku): Některé závěry vyplývající ze studia kompakce klastik flyše, bradlového pásma a vnitrokarpatského paleogénu. — Geol. Průzkum, Praha.
PESL, V. 1978: Litofácie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR — Zbor. geol. Vied Záp. Karpaty 9, Bratislava, 71—117.
PÍCHOVÁ, E. 1985: Komplexní zpracování fyzikálních vlastností hornin flyšového pásma a centrálně karpatského paleogénu východního Slovenska — Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno.
SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma — Geol. Práce, Spr. 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285—298.
STRÁNÍK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny — Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty 3, Bratislava, 125—178.
STRÁNSKA, M.—ONDRA, P.—HUSÁK Ľ. 1986: Hustotní mapa Západních Karpat v m. 1:200 000. — Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno, Geofond Bratislava.
UHMANN, J. 1981: Fyzikální vlastnosti menilitových vrstev; Zemní plyn a nafta XXVI, 1, Hodonín, 113—122.
UHMANN, J. 1983: in KADLEČÍK, J. et al.: Souborné zpracování geofyzikálních materiálů v úseku Sever. — Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno.
UHMANN, J. et al. 1977: Hustoty, porózita a magnetická susceptibilita hornin v oblasti Hanušovce, Stropkov, Medzilaborce, Papín, Humenné — Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno.
VIALOV, O. S.—ANDRUSOV, D. 1983: O nutnosti rozdelenia paleogénu flyšového pásma na dve hlavné série: karpskú a ombronskú. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, XIV, Bratislava, 169—173.

P. ONDRA—J. HANÁK

Petrophysical study of sediments in East-Slovak flysch

Summary

The authors perform statistical treatment of physical rock properties of the East-Slovak flysch, Klippen Belt and of the Inner-Carpathian Paleogene. Rock samples from surface exposures and deep well cores were measured for bulk density (Do), grain density (DM), porosity (p), magnetic susceptibility (×) and spectrum of -rays, i. e. Th, U and K- concentrations. Density determinations were done by the method of triple weighing, for magnetic susceptibility measurements the bridge KLY-2 was used, and for radioactivity measurements the gamma-spectrometer NTA-512 was applied.

Geological formations whose samples were studied, are given in Table 1 and on the schematic map in Fig. 1.

Petrophysical characteristics (arithmetic means for individual formations) are necessary for right interpretations of geophysical measurements, and may also be applied for some conclusions concerning, lithology. We have applied two following statistical methods for our comparative lithological study: 1. evaluation of differences in arithmetic means of measured parameters of individual formations in all mutual combinations by the t-test; 2. calculations of coefficients of correlation among combinations of measured values couples of individual parameters. The significance level 5 % is used in statistical evaluations.

Following are conclusions based upon the most important results of our study:

Some Paleocene to Middle Eocene sandstones and claystones of the Magura Flysch and of the Dukla Unit (e. g. submenilite — Beloveža Member, Tvarožec, Cisna, Makovica — Cisna, Makovica — submenilite Members) show a comparatively little petrophysical differences. This fact may be regarded as a reflection of sedimentation in the common Magura-Dukla basin.

There are different conditions in the Strihov Member representing a facies localized in the SW part of the basin. Sandstones of the Strihov Member differ in three parameters from sandstones of the submenilite formation from sandstones of the Makovica of the Dukla Unit and Zlín Members of the Rača Unit.

Detritus of different character transported by paleocurrents participates in the composition of deposits complexes according to their position in the basin.

The Tvarožec sandstones differ from the Makovica (Zborov) sandstones in three parameters, in the amount of carbonate binder — as shown by thin-sections of the samples studied. The authors assume that their distinction is reasoned from the view of petrology.

From the view of petrophysics the Tvarožec sandstones show an affinity to the Cisna sandstones and to the Lupkov Member sandstones of the Dukla Unit. The fact that the Tvarožec sandstones do not differ in $\varkappa$, Th, K from the Cisna sandstones, is indicative of similar clastic-material sources.

Claystones of the Krosno-menilite Group in the Dukla Unit differ markedly from claystones of the formations in the Magura Flysch (including the Malcov Member and claystones of the submenilite and Lupkov Members). The Cergowa and lower menilite Members show petrophysical affinity (they do not differ in any parameter). The Cergowa Member of the Dukla Unit in the sense of the authors quoted are not in petrophysical accordance with the Krosno Formation of the western flysch segment.

The Paleogene Proč Formation of the Klippen Belt envelope differs only slightly from the Upper Cretaceous (cf. also Han — 1 borehole). The Proč Formation sandstones show increasing D_M, and K- content from the Pieniny Mts. southeastwards. Claystones of the Klippen Belt envelope differ markedly in their petrophysical characteristics from the flysch claystones and the Inner-Carpathian Paleogene claystones (except the Krosno-menilite group). Sandstones of the Proč Formation differ at least in three parameters from sandstones of the adjacent Strihov Member and the Inner-Carpathian Paleogene.

Paleogene psammites in the area of Hanušovce-Mernik are characterized by a rather high average of $\varkappa$ and Th, K- contents and differ thus markedly from the Proč Formation. The psammites resemble to the Paleogene in the borehole Prešov — 1 and to Paleogene sandstones of the Šarišská vrchovina upland between Sabinov and Prešov. The rock types from the area around Hanušovce and Mernik with a low content of carbonate detritus are likely to be unidentifiable with the southern Paleogene facies of the Klippen Belt (Beňatina flysch) in the sense of B. Leško—O. Samuel (1968), O. Samuel (1972).

Campanian to Middle Eocene psammites show increasing Th- content toward the inside of the Carpathians. Sandstones of the submenilite, Cisna and Zlín Members in the outer Rača zone show the lowest under-clark contents whereas the Strihov Member and the Inner-Carpathian Paleogene show relatively highest Th- contents.

A comparison of rocks from the borehole Smilno — 1, rocks from the surface of the Smilno tectonic window and from the Dukla Unit resulted in significant data. Claystones from the intervals 4.6—5.1 and 5.3—5.7 km from the borehole Sm — 1 were regarded as the most probable equivalent of the menilite beds. There is a striking contradiction between the D_M, $\varkappa$, Th, K parameters values from the depth intervals mentioned with menilite beds of the Dukla Unit and menilite beds-dark claystones from the Smilno tectonic window surface. Identity of dark claystones of the Smilno

Member and dark claystones from the borehole Sm — 1 is not quite probable. Dark clays of the Smilno Member from the Smilno window surface and the lower menilite beds of the Dukla Unit show affinity in their typical parameters and they also correspond to menilite beds of the Outer Flysch western segment.

Supposed menilite claystones from the borehole Sm — 1 show petrophysical affinity to the Zboj Member claystones from the borehole Zboj — 1. It is however, not possible to find petrophysical parallel between breccia of problematic range from the borehole Sm — 1, intervals 3.5—4.6 and 5.125—5.375 km and the Zboj Member psamites (they differ markedly in DM, $\varkappa$, Th). The breccia differ considerably from the most part of other psammite complexes evaluated. There is some relationship between claystones of the supposed Lupkov Member in boreholes Smilno — 1 and Zboj — 1. They only differ distinctly in magnetic susceptibility. Upper Cretaceous claystones from the Smilno window surface show anomalously the statistical complexes studied, and thus differ from the Lupkov Member claystones from the surface of the Dukla Unit. No differences were found in Th and K- contents.

A comparison of compaction intensity (i. e. volume densities and porosities) from boreholes Pu — 1, Šambron, Lipany — 1, Prešov — 1 and of surface samples shows that in the Inner-Carpathian Paleogene of the W part of the area studied (Spišská Magura) the horizons are cropping out to the recent surface which, were formerly situated deeper than in the E part (Šarišská vrchovina upland, Paleogene covered with Neogene).

The degree and character of compaction of the Šambron Member in the boreholes PU — 1, Šambron, at depths 50—100 m, are very high. So the Šambron Member in this borehole is likely to have been primarity buried at a depth of many kilometres. The high compaction may result from gravity compaction due to hydrostatic pressure of the overlier, since the study of coalification of organic remains in the borehole revealed only a low degree of warming. The low warming degree and a comparatively high compaction degree were also found in the Inner-Carpathian Paleogene of the Spišská Magura Mts. (between Spišské Hanušovce and Vyšné Ružbachy).

The results of our study show that every structural-tectonic unit has its own characteristic mode of compaction formed and fixed in a comparatively short time following the accumulation of clastics thickness. Thus fixed compaction degree is only very slightly increased when loaded by younger complexes including those of the nappe character.

Explanation to Figure

Fig. 1 Geological scheme of Outer Carpathians and adjacent East-Slovakian formations
1 — Neogene, 2 — neovolcanics, 3 — Malcov Member, 4 — Inner-Carpathian Paleogene, 5 — Paleogene of the Hanušovce—Merník zone, 6 — Kremná Paleogene, 7 — Magura Group (Unit), 8 — Smilno, window, 9 — Dukla Unit, 10 — Klippen Belt — Triassic to Paleogene

Geologické práce, Správy 89, s. 99—118, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

JURAJ JANOČKO—ĽUBOMÍR PETRO—ZOLTÁN SPIŠÁK—EVA ŽÁKOVÁ

POLYGENETICKÉ SEDIMENTY JV. OD PREŠOVA A ICH INŽINIERSKOGEOLOGICKÉ VLASTNOSTI

13 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present brief geological characteristics and a detail engineering-geological evaluation of polygenetic sediments SE of Prešov. The sediments represent a frequent type in the entire N part of the Košická kotlina basin and they are economically interesting as well. The data on physical-mechanical properties of the sediments may serve as basis for urbanization of the area studied and its surroundings.

Úvod

V predkladanom príspevku podávame geologickú a inžinierskogeologickú charakteristiku hlinitých sedimentov, vyskytujúcich sa jv. od Prešova, ktoré predstavujú v severnej časti Košickej kotliny, na podhorí Slanských vrchov značne rozšírený genetický typ kvartérnych sedimentov. Na základe ich plošného rozšírenia, hrúbky a možnosti hospodárskeho využitia sme vymedzili študovanú oblasť nasledovne. Na severe ju ohraničuje tok Delne, na západe riečna niva Torysy, na juhu spojnica obcí Drienov—Šarišské Bohdanovce a na východe úpätie Slanských vrchov (Mirkovský potok).

Kvartérno-geologickým a geomorfologickým výskumom predmetnej oblasti sa zaoberal J. HARČÁR—R. NOVODOMEC (1982), J. PRISTAŠ (in D. VASS et al. 1982), J. JANOČKO (in S. KAROLI et al. 1985). Realizovaný základný inžinierskogeologický výskum z r. 1982 a 1983 a množstvo starších prieskumných diel umožnilo spoľahlivú interpretáciu geologických a ižinierskogeologických pomerov študovaného územia.

V príspevku hodnotíme fyzikálno-mechanické vlastnosti hlinitých sedimentov v závislosti od ich hĺbky a geologickej pozície a graficky interpretujeme ich plošné a vertikálne rozšírenie. Na tento účel sme využili aj výsledky základného inžinierskogeologického výskumu zo s. časti Košickej kotliny (M. LOBÍK et al. 1983, Ľ. PETRO et al. 1984, Z. SPIŠÁK et al. 1985).

Ing. Juraj Janočko, Ing. Ľubomír Petro, Ing. Zoltán Spišák, Geologický ústav D. Štúra — detašované pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice
RNDr. Eva Žáková, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava

Geomorfologická charakteristika územia

Na študovanom území, ktoré zaraďujeme do orografického celku Košickej kotliny, môžeme v zhode s E. MAZÚROM (1964) vydeliť dva terénne stupne:

1. rovinné územie riečnej nivy Torysy
2. mierne zvlnený, hladko modelovaný reliéf kotlinovej pahorkatiny.

Kotlinová pahorkatina, ktorá sa v Košickej kotline člení na jednotlivé geograficky izolované časti, je v študovanej oblasti reprezentovaná podslanskou úpätnou pahorkatinou (J. KARNIŠ—J. KVITKOVIČ 1972). Prevládajú v nej mierne elevačné formy, oddelené plytkými údoliami potokov. Možno v nej vyčleniť fragmenty vrchnopliocénneho zarovnaného povrchu, z kvartérnych geomorfologických tvarov predovšetkým náplavové kužele. Nápadná je asymetria svahov. Severozápadné svahy sú mierne, pokryté kvartérnymi sedimentmi, kým juhovýchodné svahy sú väčšinou príkre, s výstupom neogénneho podložia. Niektorí autori vysvetľujú tento jav antitetickým zapadaním vrstiev so svahom jv. úbočí a syntetickou polohou vrstiev so svahom sz. úbočí (J. JANÁČEK 1972). Zdá sa však, že asymetria je podmienená aj inými faktormi, a to klimatickou asymetriou a tektonikou. Svahové deformácie, ktoré sa vyskytujú na študovanom území (frontálne a plošné) sú viazané predovšetkým na tieto asymetrické svahy.

Geologická stavba

Územie je budované sedimentmi neogénu a kvartéru (obr. 1). Neogén je na povrchu zastúpený pelitmi kladzianskeho súvrstvia (najvyššia časť karpatu až netypický spodný báden). V podloží bolo vrtmi overené teriakovské súvrstvie (bazálne súvrstvie karpatu). Stredné súvrstvie karpatu — soľnobanské na študovanom území nebolo dokázané (S. KAROLI et al. 1986).

Vývoj kvartérnych sedimentov bol kontrolovaný postavením územia počas pleistocénu v periglaciálnej zóne, ako aj jeho geomorfologickou polohou v podhorí Slanských vrchov. Počas pleistocénu, kedy dochádzalo k intenzívnemu zvetrávaniu neovulkanitov, ktorého produkty boli epizodickými prívalmi vôd vynášané do podhoria, vznikali mohutné náplavové kužele. V periglaciálnych podmienkach mala široké uplatnenie aj soliflukcia, v menšej miere aj eolický transport.

Na základe geologického mapovania sme na území vydelili tri základné typy kvartérnych sedimentov:

1. proluviálne sedimenty
2. sedimenty riečnych nív
3. polygenetické hliny.

Proluviálne sedimenty vytvárajú náplavové kužele troch generácií, stratigraficky zaradených do starého (günz) a stredného (mindel) pleistocénu

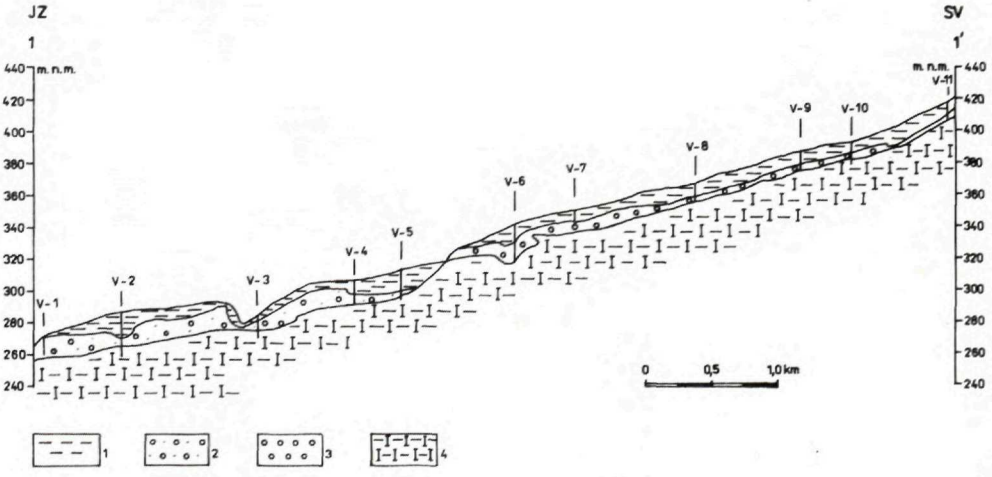
a holocénu (J. JANOČKO in S. KAROLI et al. 1986). Štrky náplavových kužeľov sú tvorené takmer s absolútnou prevahou suboválnymi valúnmi vulkanitov. Sú silne zahlinené až piesčité, medzerná hmota pochádza z materiálu vulkanických rezíduí.

Sedimenty riečnej nivy Torysy sú tvorené povodňovými hlinami a ílmi dosahujúcimi hrúbku 4 m, sedimenty nív potokov tvoria štrky vulkanických hornín, ktoré v podstate predstavujú redeponovaný materiál prolúvií.

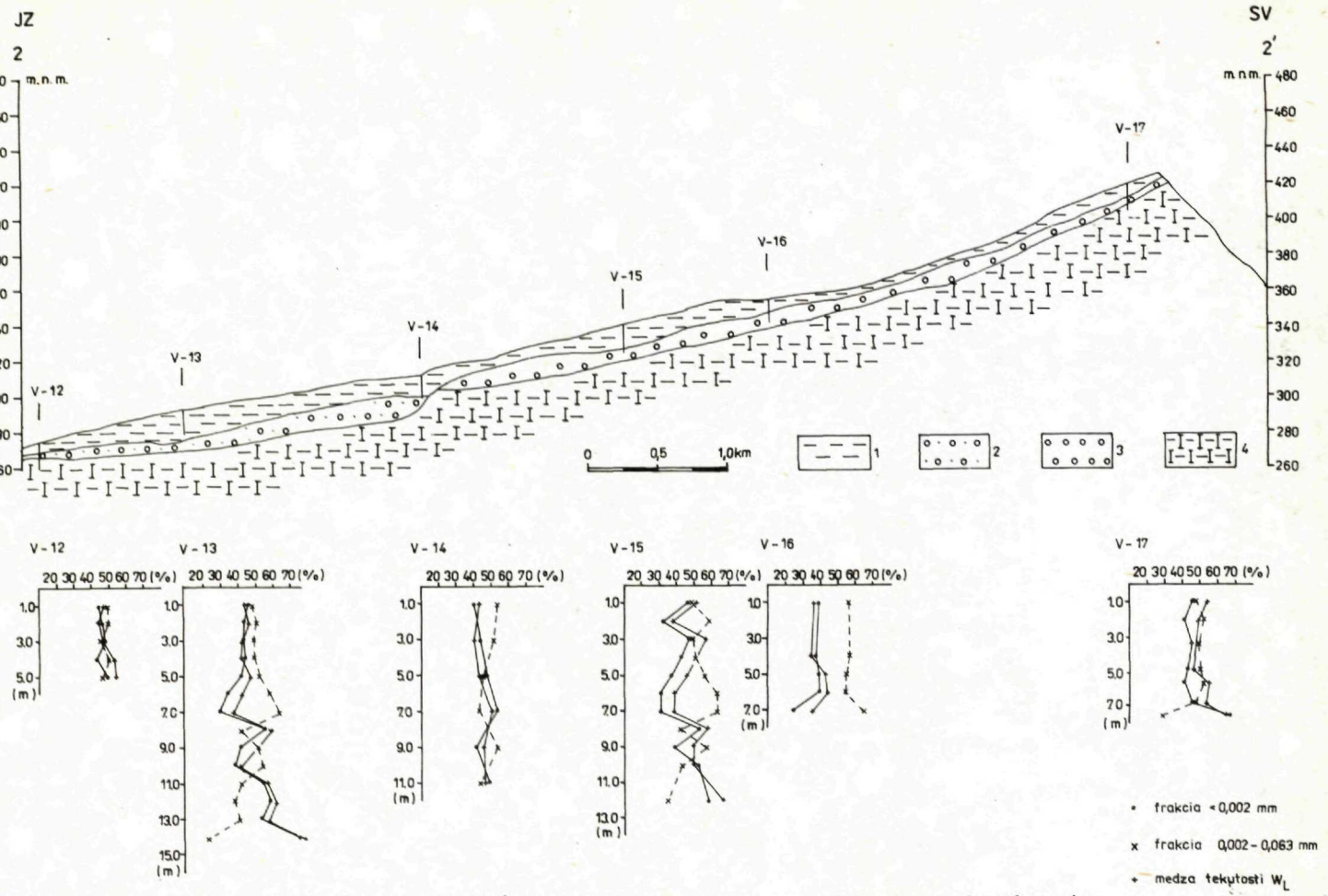
V nadloží proluviálnych sedimentov ležia polygenetické hliny. Rozšírenie a potenciálna možnosť hospodárskeho využitia týchto hlín dala podnet k bližšiemu osvetleniu niektorých ich vlastností.

Hliny ležia na staro a strednopleistocénnom náplavovom kuželi. Ich súvislý pokryv je miestami porušený eróziou menších tokov a zosuvnými svahmi po obvode kuželov. Miestami laterálne prechádzajú do typických delúvií, ktoré sú tvorené materiálom neogénnych sedimentov a prolúvií. Podľa zostrojených pozdĺžnych geologických profilov (obr. 2, 3) a mapy izočiar hrúbok (obr. 4) hlín vidieť, že ich hrúbka sa v pozdĺžnom smere takmer nemení a je závislá predovšetkým od morfológie podložia (proluviálnych sedimentov). Podobne ani hodnoty mediánu zrnitosti nevykazujú v pozdĺžnych profiloch výraznejšie zmeny (tab. 1, 2, obr. 2).

Typový profil týchto hlín je odkrytý v tehelni pri Petrovanoch (obr. 5b). Maximálna hrúbka hlín tu dosahuje 11 m, v ich podloží vystupujú proluviálne sedimenty stredného pleistocénu. Na báze profilu hlín, v ktorom sú zachované viaceré fosílne pôdy, resp. pôdne sedimenty, je vyvinutá rubefikovaná fosílna pôda, zodpovedajúca M/R interglaciálu. Soliflukčné textúry a výskyt ojedinelých, veľmi silne zvetraných vulkanických rezíduí svedčí o redepozícii hlín. Granulometrická charakteristika nevykazuje v celom profile výraznejšie



Obr. 2 Pozdĺžny geologický rez 1—1′ (Vysvetlivky ako pri obr. 3)



Obr. 3 Pozdĺžny geologický rez 2—2′ s vyznačením hĺbkovej závislosti granulometrického zloženia a medze tekutosti w_L. Vysvetlivky ku geologickým rezom 1—1′ a 2—2′: 1 — polygenetické hlinité sedimenty v nadloží proluviálnych štrkov; 2 — štrky proluviálne, hlinito-piesčité (mindel); 3 — štrky proluviálne, hlinito-piesčité (günz); 4 — ílovité sedimenty neogénu (karpat).

Tabuľka 1 Mediány zrnitosti — Md z vrtov v profile 1—1′

Názov vrtu	Hĺbka odberu vzorky [m]	Medián zrnitosti Md [mm]
NTD 57	1,0	0,015
NTD 21	6,0	0,005
NTD 107	1,5	0,006
	4,5	0,0028
NTS 100	2,5	0,004
	7,5	0,004
NTS 93	2,5	0,007
	5,0	0,007
NTS 112	1,5	0,004
	7,5	0,0017

Tabuľka 2 Mediány zrnitosti — Md z vrtov v profile 2—2′

Názov vrtu	Hĺbka odberu vzorky [m]	Medián zrnitosti Md [mm]
JVD 6	1,2	0,004
	6,0	0,7
JVD 10	1,0	0,0038
	13,0	0,0018
JVD 5	1,0	0,0051
	15,0	0,0015
JVD 4	1,0	0,0031
	9,0	0,004
JVD 3	1,0	0,006
	6,0	0,006
JVS 6	1,3	0,003
	5,6	0,0051

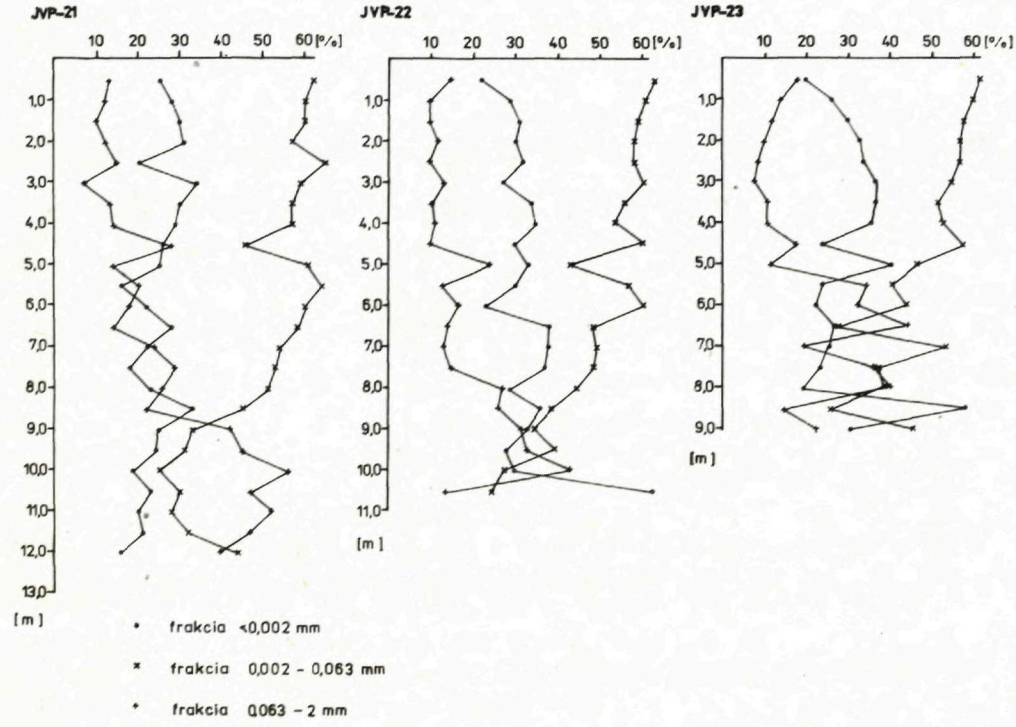
zmeny (obr. 2). Pozoruhodnejšie zmeny boli zistené len vo vrte JVP-21 (vzorky z hĺbky 2,5 a 5,5 m), vo vrte JVP-22 (vzorky z hĺbky 3,0; 4,5 a 6,0 m) a vo vrte JVP-23 (vzorky z hĺbky 0,5; 4,5 a 7,0 m), ktoré majú hlavné granulometrické maximum vo frakcii prachu, čo môže poukazovať na jeho eolický pôvod. Možnosť výskytu eolických sedimentov potvrdzuje aj neďaleký výskyt spraší v Solivare.

Na upresnenie genézy hlín bola urobená röntgenodifraktometrická analýza, ktorou boli určené minerálne asociácie a podľa metódy Ch. E. Weawera (1958) odlíšené zdrojové oblasti ílových minerálov. Celkove bolo analyzovaných 27 vzoriek z vrtov JVP-21, 22, 23 a z vrtu NTS-3.

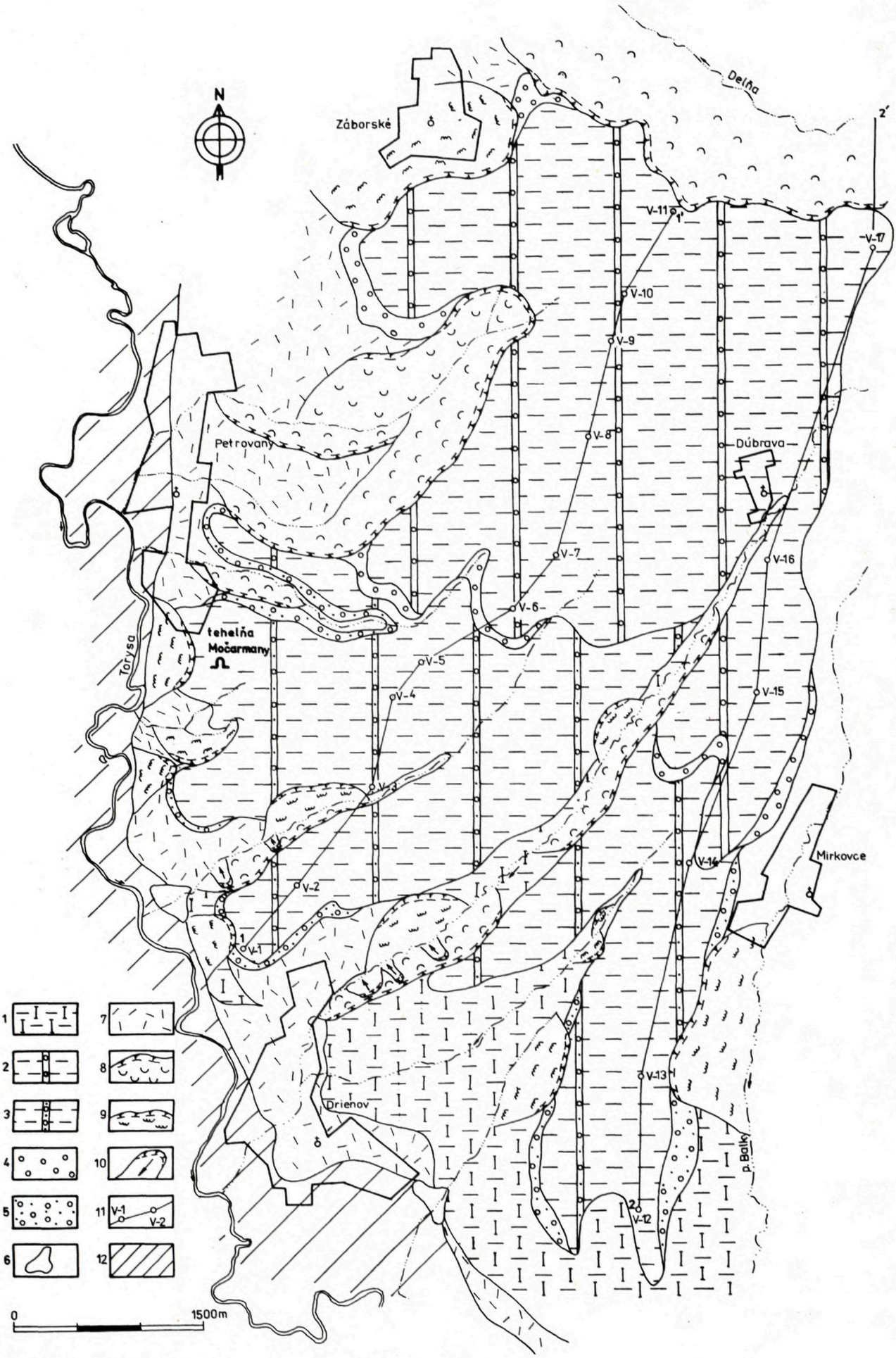
Semikvantitatívnym vyhodnotením röntgenodifraktometrických analýz sledovaných vzoriek bola zistená nasledujúca asociácia ílových minerálov v ílovej frakcii: montmorillonit-illit-kaolinit-kremeň ± chlorit a cristobalit.

Montmorillonit má difrakčné línie 1,425—1,523; 0,47 a 0,35 nm. Pri žíhaní na 550 °C sa skracuje bazálny reflex na 0,997—1,002 nm, pri solvatovaní glycerínom sa zvyšuje na 1,699—1,841 nm. Po fixácii vzoriek K^{+1} sa pôvodný bazálny reflex u väčšiny montmorillonitov v podstate nemení, jeho hodnoty sa pohybujú v rozmedzí 1,40—1,473, ojedinele sa znižujú do 1,263 nm. Po opätovnom sýtení vzorky glycerínom expanduje do oblasti 1,699—1,803 nm. Vo vrte JVP-21 v hĺbkových intervaloch do 0,5 m a 2,5—4,5 m sú zaznamenané reflexy 1,636—1,80 nm, ktoré potvrdzujú prítomnosť montomorillonitu vulkanogénneho pôvodu a reflexy 0,993—0,996 nm zodpovedajúce tzv.

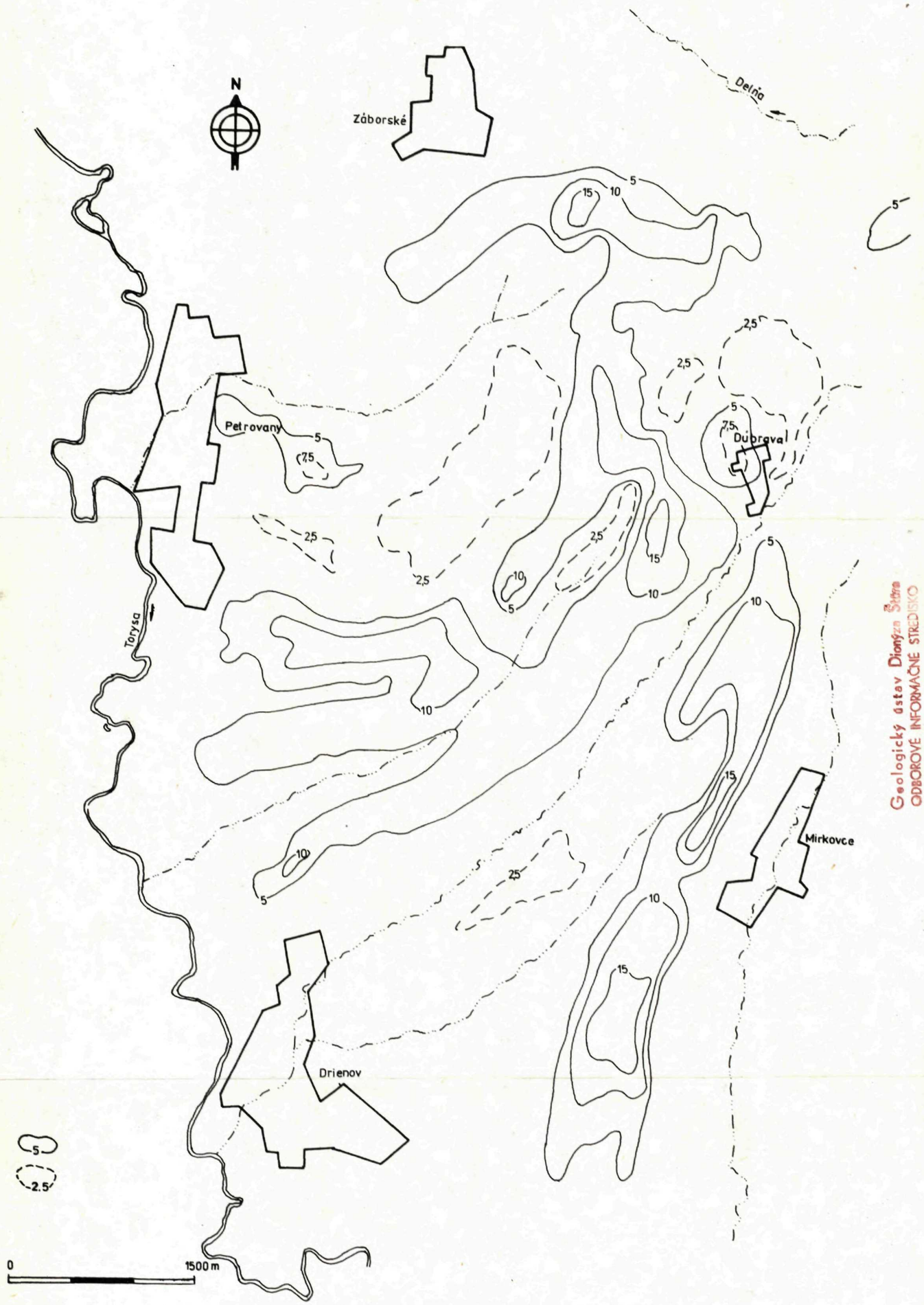
degradovanému montmorillonitu, ktorý vzniká zo sľúd nevulkanického pôvodu (obr. 6). V uvedených polohách vrtu JVP-21 sú prítomné obidva typy montmorillonitu. Prímes nevulkanického, tzv. degradovaného montmorillonitu možno považovať za eolickú, prevláda však vplyv vulkanických zdrojových oblastí. V týchto polohách je zaznamenané zvýšenie obsahu klastického kremeňa v ílovej frakcii nad cristobalitom. Vo všetkých ďalších vzorkách je prítomný len vulkanický montmorillonit. Zdrojovou oblasťou týchto ílov sú neovulkanity Slanských vrchov. Predpoklad, že zdrojovou oblasťou ílov sú oblasti tvorené vulkanickými horninami, potvrdzuje aj zistená minerálna asociácia ťažkých minerálov analyzovaných vzoriek. Prevažnú časť frakcie tvoria nepriehľadné minerály. Prítomné sú augit, hyperstén, limonit, magnetický rudný minerál, zirkón, nižšie zastúpenie má biotit a apatit. Vo vzorkách s obsahom oboch typov montmorillonitov sú prítomné okrem uvedených minerálov aj granáty, turmalín, muskovit a rutil, t. j. minerálna asociácia charakteristická pre flyšové pásmo (T. Koráb—Z. Ďurkovič 1973).



Obr. 5a Hĺbkové závislosti granulometrického zloženia vo vrtoch JVP-21, JVP-22 a JVP-23 (tehelňa Močarmany)

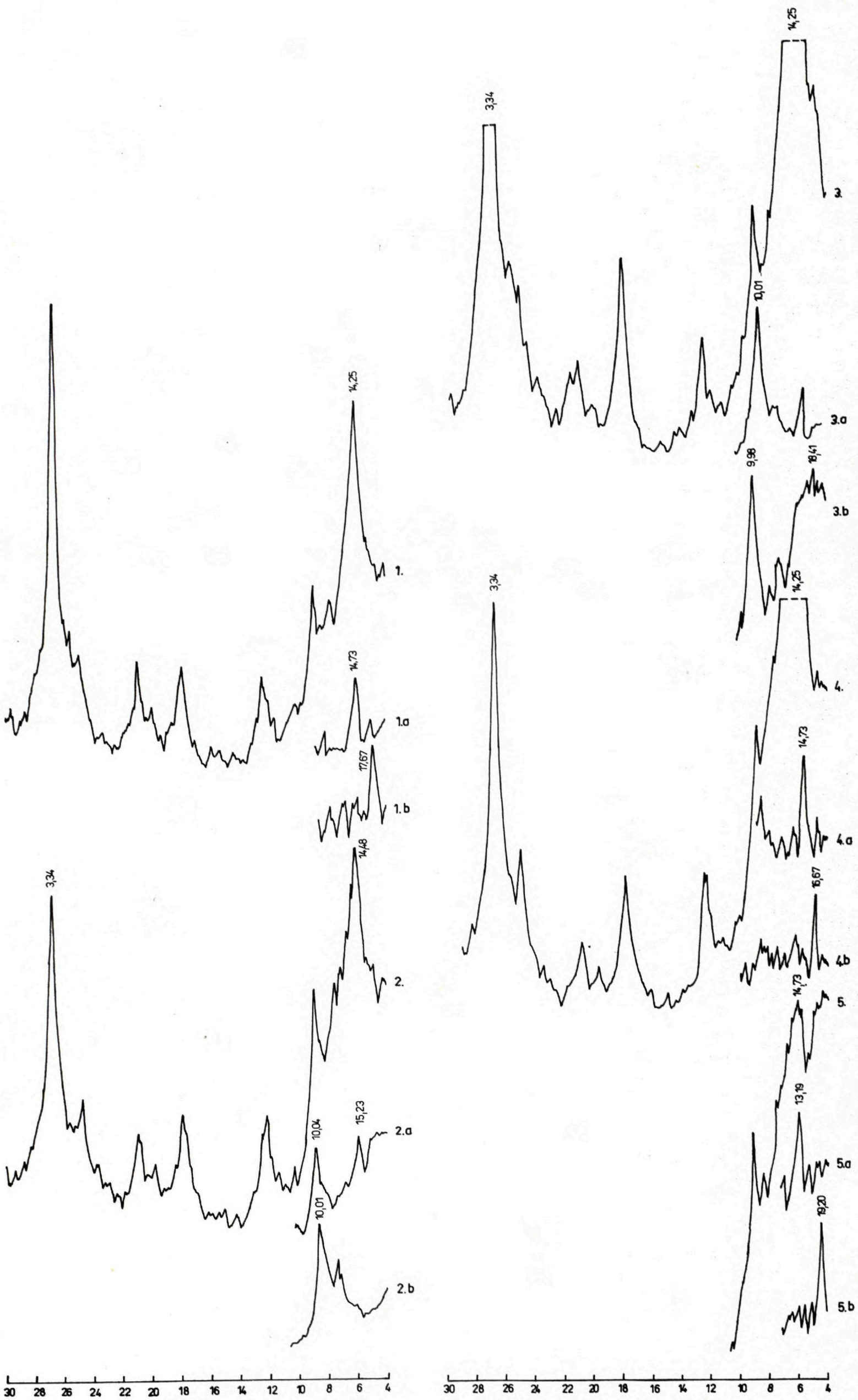


Obr. 1 Plošné rozšírenie kvartérnych a neogénnych sedimentov jv. od Prešova
1 — územie budované sedimentmi neogénu-karpatu; 2 — polygenetické hlinité sedimenty v nadloží proluviálnych štrkov stredného pleistocénu (mindel); 3 — polygenetické sedimenty v nadloží proluviálnych štrkov starého peistocénu (günz); 4 — štrkovité sedimenty günzu; 5 — štrkovité sedimenty mindelu; 6 — holocénne náplavové kužele; 7 — deluviálne sedimenty; 8 — zosuvy frontálne, potenciálne; 9 — zosuvy plošné, potenciálne; 10 — zosuvy aktívne; 11 — línie geologických rezov; 12 — riečna niva Torysy

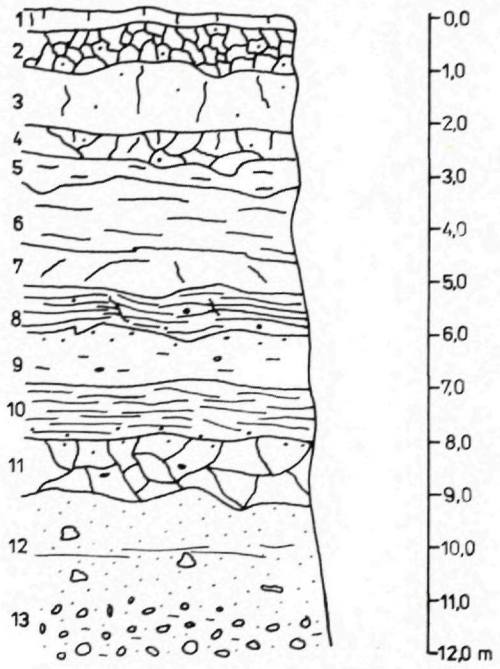


Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Obr. 4 Mapa izočiar hrúbok polygenetických hlín na študovanom území



Obr. 6 difraktogramy z vrtu JVP-21
1. JVP-21/1,5 m — prírodná vzorka, 1.a JVP-21/1,5 m — sýtená KOH, 1.b JVP-21/1,5 m — sýtená KOH a glycerínom, 2. JVP-21/3,5 m — prírodná vzorka, 2.a JVP-21/3,5 m — sýtená KOH, 2.b JVP-21/3,5 m — sýtená KOH a glycerínom, 3. JVP-21/4,5 m — prírodná vzorka, 3.a JVP-21/4,5 m — sýtená KOH, 3.b JVP-21/4,5 — sýtená KOH a glycerínom, 4. JVP-21/7 m — prírodná vzorka, 4.a JVP-21/7,0 m — sýtená KOH, 4.b JVP-21/7,0 m — sýtená KOH a glycerínom, 5. JVP-21/9,5 m — prírodná vzorka, 5.a JVP-21/9,5 m — sýtená KOH, 5.b JVP-21/9,5 m — sýtená KOH a glycerínom



Obr. 5b Typový profil polygenetických hlín — lokalita Močarmany (tehelňa).

1 — (0,0—0,25 m) čiernohnedá ílovitá hlina s korienkami rastlín; 2 — (0,25—1,05) hnedá až svetlohnedá ílovitá hlina hrudkovitého rozpadu, na báze ojedinelé Fe—Mn konkrécie do 0,5 cm; 3 — (1,05—2,2) žltohnedá ílovitá hlina so zátekmi Fe a konkréciami Fe—Mn do 0,3 cm; 4 — (2,2 —2,7) čiernohnedá ílovitá hlina, na počiatku intervalu sú zachované stopy po korienkoch rastlín, interval obsahuje ojedinele konkrécie Fe—Mn do 0,5 cm; 5 — (2,7—3,2) svetlohnedá až svetlohnedosivá ílovitá hlina; 6 — (3,2—4,6) hnedá ílovitá hlina s nevýrazne laminovanou textúrou; 7 — (4,6—5,2) žltohnedá ílovitá hlina, stopy po koreňových rúrkach vyplnené zátekmi Fe—Mn; 8 — (5,2—6,0) svetlosivá hlina s laminovanou textúrou, so stopami po koreňových rúrkach, s ojedinelými 1—2 mm veľkými angulárnymi zrnami kremeňa a na báze až 0,7 cm veľkými konkréciami Fe—Mn; 9 — (6,0—7,0) hnedá až bledohrdzavohnedá hlina, v int. 6,0—6,3 s hojnými konkréciami Fe—Mn do 2 cm a zátekmi Fe—Mn, v int. možno pozorovať ojedinelé relikty vulkanických reziduí; 10 — (7,0—8,0) svetlosivožltá hlina s laminovanou textúrou, na báze intervalu hojné konkrécie Fe—Mn; 11 — (8,0—9,2) hrdzavohnedá až tehlovočervená ílovitá hlina, v hornej polohe hojné konkrécie Fe—Mn, ojedinelý výskyt silne zvetralých hornín do ∅ 2 cm; 12 — (9,2—11,0) žltohnedá až hrdzavohnedá piesčitá hlina až silne zahlinený piesok s konkréciami Fe —Mn, ojedinelými valúnmi silne zvetraných andezitov, v int. 9,4—9,8 sú pozorovateľné laminky subhorizontálneho uloženia; 13 — (> 11) podložné proluviálne štrky

Inžinierskogeologické vlastnosti polygenetických hlín

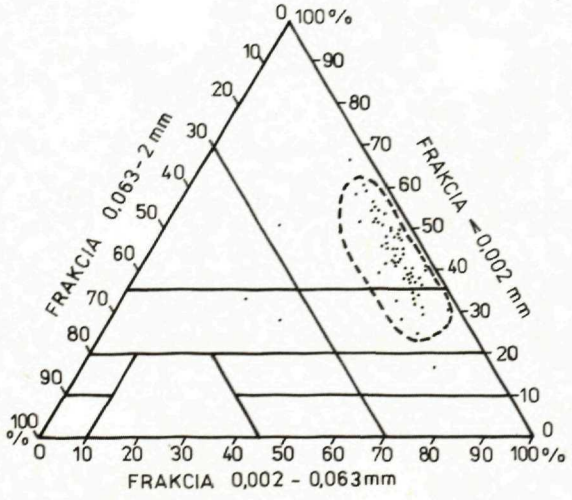
Pomerne veľké plošné rozšírenie polygenetických hlín, ich značná hrúbka a dostatočne hustá sieť prieskumných inžinierskogeologických vrtov nám dovoľujú bližšie sa venovať jednotlivým základným fyzikálno-mechanickým vlastnostiam týchto hlín, resp. štatisticky ich spracovať a zhodnotiť.

Hodnotené hlinité sedimenty sme pred samotným spracovaním na základe ich pozície v nadloží proluviálnych štrkov günzského a mindelského veku rozdelili do dvoch samostatných súborov.

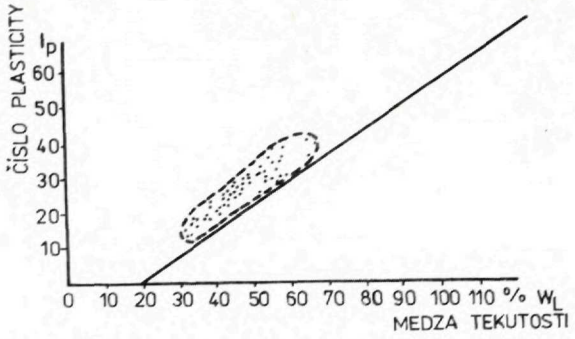
Prvý súbor tvoria polygenetické hliny v nadloží günzského kužeľa, nachádzajúce sa jv. od Záborského, v okolí Dúbravy, Nierešov a končiace na nevýraznej hrane tohto kužeľa, v. od Petrovian.

V granulometrickom zložení prevláda prachovitá frakcia (0,002—0,063 mm), ktorej hodnoty sa pohybujú od 29 % do 72 %, priemerne 50,7 % celkovej hmotnosti. Obsah ílovitej frakcie (< 0,002 mm) je v rozmedzí 16 %—67 %, priemerne 43,2 % celkovej hmotnosti. Priemerný obsah piesčitej frakcie je 6,1 %. Názornejší pohľad na zrnitostné zloženie uvedeného súboru nám dáva trojuholníkový diagram (podľa ČSN 72 1002) na obr. 7, z ktorého vyplýva, že ide v prevažnej miere o íly a ílovité hliny.

Podľa diagramu plasticity (IAEG) na obr. 8 zodpovedajú tieto polygenetické sedimenty neorganickým ílom strednej a vysokej plasticity. Hodnoty medze tekutosti w_L sú v rozmedzí 31,8 % až 66,2 %, priemerne 47,1 %.



Obr. 7 Zrnitostné zloženie polygenetických hlín prvého súboru



Obr. 8 Diagram plasticity polygenetických hlín prvého súboru

Priemerná hodnota čísla plasticity I_P je 26,8. Stupeň konzistencie vyjadruje vzťah:

$$I_C = \frac{w_L - w_N}{I_P}$$

a jeho hodnoty sú v rozmedzí 0,39—1,36, priemerne 0,99; prevažne teda ide o zeminy pevnej i tuhej konzistencie, ojedinele aj tvrdej konzistencie (podľa IAEG).

Štatistické hodnoty fyzikálnych vlastností uvedeného súboru polygenetických hlín sú pre lepšiu názornosť a vzájomné porovnanie uvedené v tab. 3.

Z mechanických vlastností boli stanovené hodnoty totálneho uhla vnútorného trenia φ_u, hodnoty totálnej súdržnosti c_u a pedometrický modul pretvárnosti M_o. Pre zeminy tuhej konzistencie bola stanovená priemerná hodnota totálneho uhla vnútorného trenia $\varphi_u = 4°40'$ a priemerná hodnota totálnej súdržnosti $c_u = 0{,}052$ MPa. Zeminy pevnej konzistencie majú priemernú hodnotu $\varphi_u = 7°13'$ a totálnu súdržnosť $c_u = 0{,}097$ MPa. Pre zeminy tvrdej konzistencie bola stanovená priemerná hodnota totálneho uhla vnútorného trenia $\varphi_u = 15°30'$ a totálna súdržnosť $c_u = 0{,}094$ MPa.

Stlačiteľnosť opísaného súboru polygenetických sedimentov je vyjadrená oedometrickým modulom pretvárnosti M_o pri rôznych hodnotách priťaženia. V tab. 4 sú uvedené priemerné, maximálne a minimálne hodnoty M_o pri zvislom napätí 0,1—0,2—0,4 MPa. Nerovnomerný hĺbkový interval odberu vzoriek v jednotlivých inžinierskogeologických vrtoch nám nedovolil v uvedenom súbore polygenetických hornín určiť hĺbkové závislosti zmeny jednotlivých fyzikálno-mechanických vlastností, resp. vyčleniť polohy s rovnakými vlastnosťami.

Do druhého súboru sme zaradili polygenetické hlinité sedimenty, tvoriace pokryv proluviálnych štrkovitých akumulácií mindelu, ktoré sú rozšírené v. od Petrovian a Drienova a sz. od Šarišských Bohdanoviec, kde postupne vykliňujú. Na jv. okraji obce Petrovany, v blízkosti známej tehelne Močarmany, boli

Tab. 3 Štatistické hodnoty fyzikálnych vlastností polygenetických hlín pokrývajúcich proluviálne štrkovité sedimenty starého pleistocénu (günz).

	<0,002 mm [%]	0,002-0,063 mm [%]	>0,063 mm [%]	w_N [%]	w_L [%]	I_P	I_C	ϱ_N [kgm^{-3}]	ϱ_{ls} [kgm^{-3}]	n [%]	S_N [%]	O_U [%]
$\tilde{x}$	43,2	50,7	6,1	20,6	47,1	26,8	0,99	2037	2691	36,9	93,3	0,26
x max.	67	72	15	39,1	66,2	40,3	1,36	2293	2768	45,4	100,0	0,71
x min.	16	29	2,0	14,4	31,8	13,1	0,39	1816	2593	29,0	71,5	0,1
V %	18,2	14,5	32,9	11,3	15,9	22,3	12,0	3,1	5,3	7,1	7,0	85,4
σ	7,9	7,4	2,0	2,3	7,5	6,0	0,12	62,5	142,8	2,6	6,5	0,2
N	69	69	69	69	70	70	69	58	51	51	52	18

w_N — prirodzená vlhkosť; w_L — medza tekutosti; I_P — číslo plasticity; I_C — stupeň konzistencie; ϱ_s — merná hmotnosť; ϱ_N — objemová hmotnosť vlhkej zeminy; n — pórovitosť; S_N — stupeň nasýtenia; O_u — obsah uhličitanov; O_m — obsah organických látok

Tabuľka 4 Stlačiteľnosť polygenetických sedimentov prvého súboru vyjadrená oedometrickým modulom pretvárnosti M_o pri rôznych hodnotách priťaženia.

	Oedometrický modul m_o pri zaťažení [MPa]		
	0,05—0,1	0,05—0,2	0,05—0,4
$\bar{x}$	9,4	10,4	12,33
x_{max}	12,3	14,0	15,6
x_{min}	6,8	6,8	6,3
n	9	9	9

realizované tri oporné inžinierskogeologické vrty (JVP-21, 22, 23), s 0,5 m hĺbkovým intervalom odberu vzoriek.

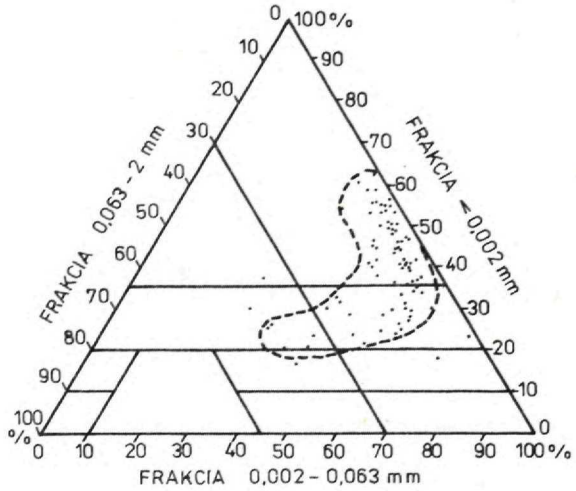
Výsledky fyzikálno-mechanických vlastností polygenetických hlín získané z uvedených troch vrtov, ako aj z ostatných inžinierskogeologických sond nám umožnili podrobnejšie charakterizovať tento súbor.

Podobne ako v prvom súbore, aj v tomto v granulometrickom zložení prevláda prachovitá frakcia, kde sa hodnoty pohybujú v rozmedzí 23 % až 75 %, priemerne 48,1 % celkovej hmotnosti. Hodnoty obsahu ílovitej frakcie sú v rozmedzí 19 % až 75 %, priemerne 39,7 % celkovej hmotnosti. Priemerná hodnota obsahu piesčitej frakcie je 12,2 %. Trojuholníkový diagram (podľa ČSN 72 1002) na obr. 9 nám dáva názornejší pohľad na granulometrické zloženie tohto súboru.

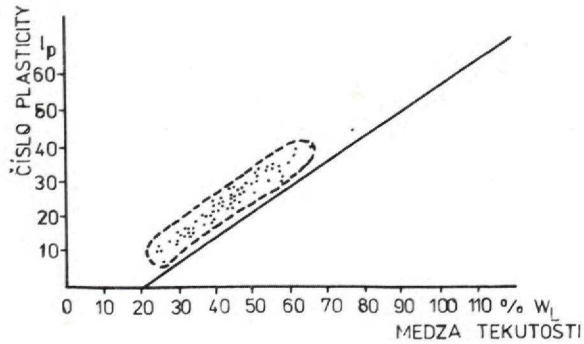
Zo vzájomného porovnania výsledkov granulometrického zloženia získaných podrobným vzorkovaním troch oporných vrtov vychádza určitá hĺbková závislosť zmeny obsahu piesčitej frakcie. Približne od hĺbky 6,0—7,5 m až na bázu týchto hlinitých sedimentov dochádza k zvýšeniu obsahu piesčitej frakcie

o viac ako o 100 %. Priemerná hodnota obsahu piesčitej frakcie do uvedeného hĺbkového intervalu (6,0—7,5 m) je 13,2 % celkovej hmotnosti, zatiaľ čo priemerná hodnota od uvedenej hĺbky až po bázu je 35,8 % celkovej hmotnosti. Hĺbkové závislosti zmeny obsahu jednotlivých frakcií dobre dokumentuje obr. 5a.

Podľa diagramu plasticity (IAEG) na obr. 10 ide o neorganické íly nízkej, strednej až vysokej plasticity. Priemerná hodnota medze tekutosti w_L bola stanovená na 43,5 % pričom sa hodnoty pohybujú od 25 % do 77,9 %. Priemerná hodnota čísla plasticity $I_p = 23,8$. Hodnoty stupňa konzistencie sú v rozmedzí 0,72—1,38, priemerne 0,99, t. j. zeminy majú pevnú konzistenciu, ojedinele tuhú a tvrdú konzistenciu. Fyzikálne vlastnosti opísaného súboru polygenetických sedimentov sú štatisticky spracované v tab. 5.



Obr. 9 Zrnitostné zloženie polygenetických hlín druhého súboru



Obr. 10 Diagram plasticity polygenetických hlín druhého súboru

Tab. 5 Štatistické hodnoty fyzikálnych vlastností polygenetických hlín pokrývajúcich proluviálne štrkovité sedimenty stredného pleistocénu (mindel)

	< 0,002mm [%]	0,002-0,063mm [%]	> 0,063mm [%]	w_N [%]	w_L [%]	I_P	I_C	ϱ_N [kg.m^{-3}]	ϱ_s [kg.m^{-3}]	n [%]	S_N [%]	O_U [%]	O_m [%]*
$\bar{x}$	39,7	40,1	12,2	19,7	43,5	23,8	0,99	2 106	2,675	36,9	89,4	0,3	0,27
x max.	75	75	56	31,6	77,9	45,6	6,38	2 144	2,920	48,8	100	-	-
x min.	19	23	2	14,5	25,0	6,6	0,72	1 706	2,542	29,8	77,5	-	-
V %	28,6	18,8	89,2	12,3	21,5	30,5	10,43	3,5	2,4	8,0	6,1	42,5	68,4
σ	11,2	9,1	10,9	2,4	9,4	7,2	0,10	71,4	55,0	2,9	5,4	0,14	0,18
N	86	86	82	73	87	87	73	48	48	45	44	21	21

* LEN Z VRTOV JVP - 21;22;23.

Tabuľka 6 Priemerné, maximálne a minimálne hodnoty totálneho uhla vnútorného trenia φ_u a totálnej súdržnosti c_u pre zeminy pevnej a tvrdej konzistencie druhého súboru polygenetických hlín

	Zeminy pevnej konzistencie		Zeminy tvrdej konzistencie	
	φ_u [°]	c_u [MPa]	φ_u [°]	c_u [MPa]
$\bar{x}$	8°27′	0,072	13°21′	0,120
x_{max}	20°36′	0,157	19°10′	0,151
x_{min}	1°48′	0,027	10°32′	0,091
n	19	19	5	5

Tabuľka 7 Stlačiteľnosť polygenetických sedimentov druhého súboru vyjadrená oedometrickým modulom pretvárnosti M_o pri rôznych hodnotách priťaženia

	Oedometrický modul m_o pri zaťažení [MPa]		
	0,05—0,1	0,05—0,2	0,05—0,4
$\bar{x}$	7,97	8,1	9,46
x_{max}	13,2	12,7	13,7
x_{min}	4,3	4,3	6,3
n	24	24	24

Z mechanických vlastností, podobne ako pri prvom súbore, boli stanovené hodnoty totálneho uhla vnútorného trenia, totálnej súdržnosti a pedometrický modul pretvárnosti. Pre zeminy pevnej a tvrdej konzistencie boli stanovené hodnoty φ_u a c_u, ktoré uvádzame v tab. 6. Stlačiteľnosť tohto druhého súboru polygenetických sedimentov je vyjadrená oedometrickým modulom pretvárnosti M_o pri hodnotách 0,1—0,2—0,4 MPa (tab. 7).

Uvedené hodnoty mechanických vlastností (φ_u, c_u, M_o) boli stanovené pre celý súbor polygenetických sedimentov.

Pozícia už uvedených troch vrtov v tesnej blízkosti dobre odkrytej ťažobnej jamy močarmanskej tehelne (obr. 1) nám umožnila na základe podrobného opisu jednotlivých horizontov v odkryve (obr. 5b) čiastočne vymedziť tieto horizonty aj v jednotlivých vrtoch, z odobratých vzoriek stanoviť ich fyzikálno-mechanické vlastnosti a navzájom tieto horizonty porovnať. Takýmto spôsobom boli v odkryve tehelne vymedzené výrazné horizonty svetlohnedej farby so zátekmi oxidov Fe a Mn, ktoré sú na obr. 5b označené ako horizonty 3, čiastočne horizont 6 a horizont 9.

Priemerná hodnota uhla vnútorného trenia pre tieto horizonty je daná hodnotou $\varphi_u = 12°41'$, priemerná hodnota totálnej súdržnosti $c_u = 0{,}08$ MPa, pričom pre tieto horizonty bola stanovená priemerná pórovitosť n = 33,5 %.

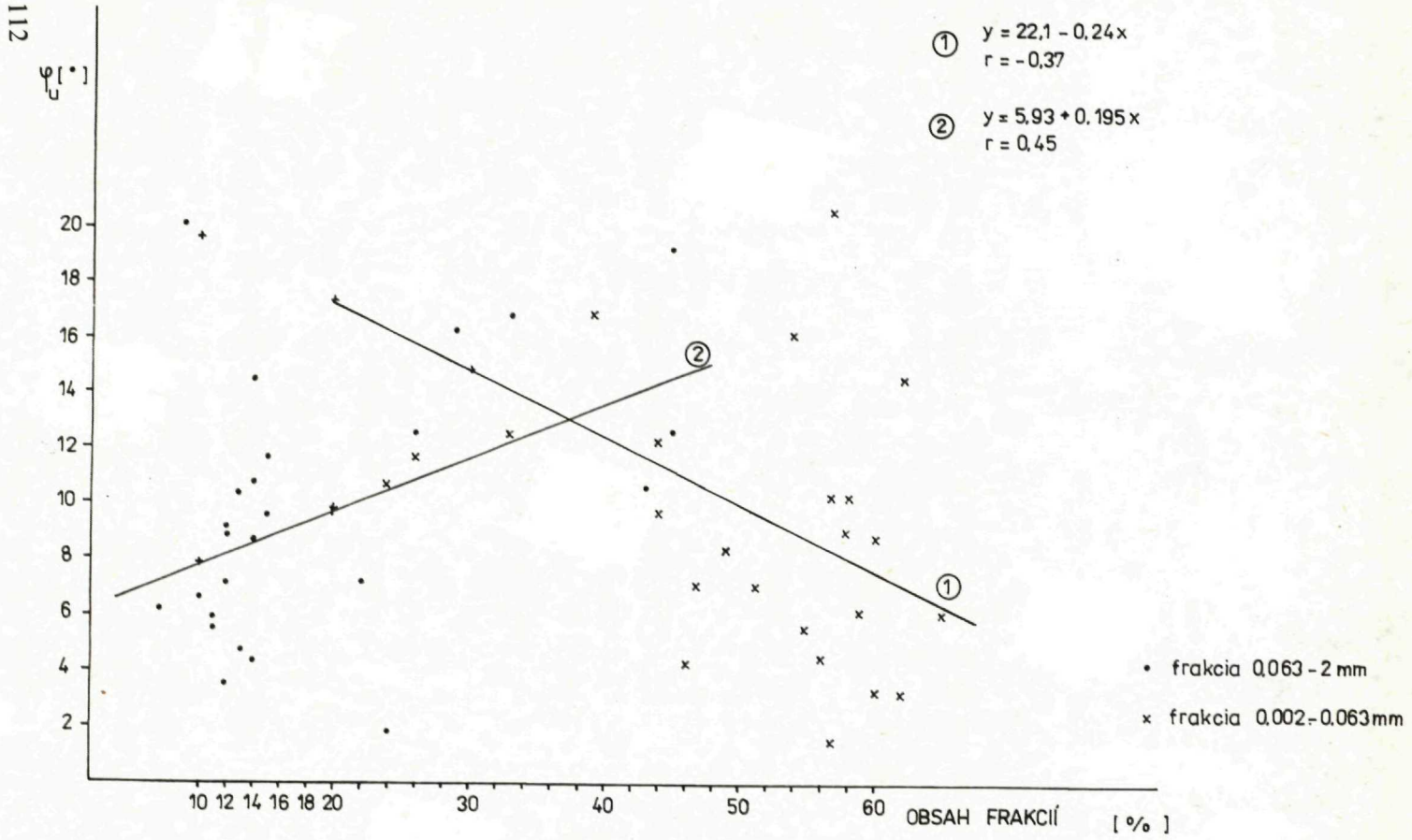
Pre horizonty 11 a 12, ktoré tvoria bázu polygenetických hlinitých sedimentov, bola stanovená priemerná hodnota $\varphi_u = 12°28'$, $c_u = 0{,}104$ MPa a priemerná hodnota pórovitosti n = 34,3 %. Naproti tomu pre ostatné vymedzené horizonty na obr. 5b bola stanovená priemerná hodnota totálneho uhla vnútorného trenia $\varphi_u = 4°44'$, priemerná hodnota totálnej súdržnosti $c_u = 0{,}07$ MPa, pričom priemerná hodnota pórovitosti je n = 40,3 %. Podobné rozdielnosti boli stanovené aj pri hodnotách oedometrického modulu pretvárnosti.

Pre horizont 3, 9 a čiastočne horizont 6 boli pri rôznych hodnotách zvislého napätia stanovené tieto priemerné hodnoty M_o: pri napätí 0,1 MPa – $M_o = 10{,}44$ MPa (M_o max. = 13,2 MPa; M_o min. = 8,2 MPa) pri napätí 0,2 MPa – $M_o = 10{,}41$ MPa (M_o max. = 12,7 MPa; M_o min. = 8,2 MPa) pri napätí 0,4 MPa – $M_o = 11{,}62$ MPa (M_o max. = 13,7 MPa; M_o min. = 9,3 MPa) pri hodnote priemernej pórovitosti n = 33,5 %.

Pre ostatné vymedzené horizonty boli stanovené tieto priemerné hodnoty:
pri zvislom napätí 0,1 MPa – $M_o = 6{,}73$ MPa (M_o max. = 10,1 MPa; M_o min. = 4,6 MPa)
0,2 MPa – $M_o = 7{,}10$ MPa (M_o max. = 11,5 MPa; M_o min. = 4,3 MPa)
0,4 MPa – $M_o = 8{,}39$ MPa (M_o max. = 14,4 MPa; M_o min. = 6,3 MPa)
a priemerná hodnota pórovitosti n = 38,3 %.

Výsledky získané laboratórnym meraním umožnili sledovať závislosť pevnostných charakteristík φ_u a c_u na granulometrickom zložení a na plasticitných vlastnostiach polygenetických hlín druhého súboru.

Závislosť uhla vnútorného trenia φ_u na obsahu prachovitej (0,002—



Obr. 11 Závislosť totálneho uhla vnútorného trenia φ_u na obsahu prachovitej a piesčitej frakcie

0,063 mm) a piesčitej (0,063—2 mm) frakcie je graficky znázornená na obr. 11, z ktorého je zrejmé, že hodnoty φ_u vykazujú značný rozptyl pri jednotlivých hmotnostných percentách prachovitej, resp. piesčitej frakcie.

Napriek tomu však môžeme sledovať tendenciu narastania totálneho uhla vnútorného trenia φ_u s narastaním obsahu prachovitej frakcie, resp. tendenciu klesania hodnôt φ_u s narastaním obsahu piesčitej frakcie.

Na obr. 11 sú graficky znázornené priamkové závislosti φ_u na prachovitej a piesčitej frakcii, pričom udávame aj ich rovnicu a ich korelačnú tesnosť (index r).

Závislosť totálneho uhla vnútorného trenia na indexe plasticity je graficky znázornená na obr. 12. Z grafu zreteľne vidieť značný rozptyl hodnôt φ_u bez výraznejšej závislosti na indexe plasticity. Preto sme zvolili postup spriemerovania hodnôt φ_u v rozmedzí hodnôt $I_P < 15$; $15 < I_P < 20$ a $I_P > 20$. Takto získanými bodmi môžeme viesť priamku, ktorá poukazuje na klesajúcu tendenciu totálneho uhla vnútorného trenia φ_u, v závislosti s narastaním čísla plasticity a uvedená grafická závislosť na obr. 12 môže dať aspoň orientačné hodnoty φ_u v závislosti na I_P.

V tabuľke na obr. 12 uvádzame aj štatistické hodnoty niektorých fyzikálnych vlastností zemín druhého súboru polygenetických hlín zo vzoriek, kde boli určované hodnoty φ_u.

Na obr. 13 sme graficky vyjadrili závislosť totálnej súdržnosti c_u na indexe plasticity.

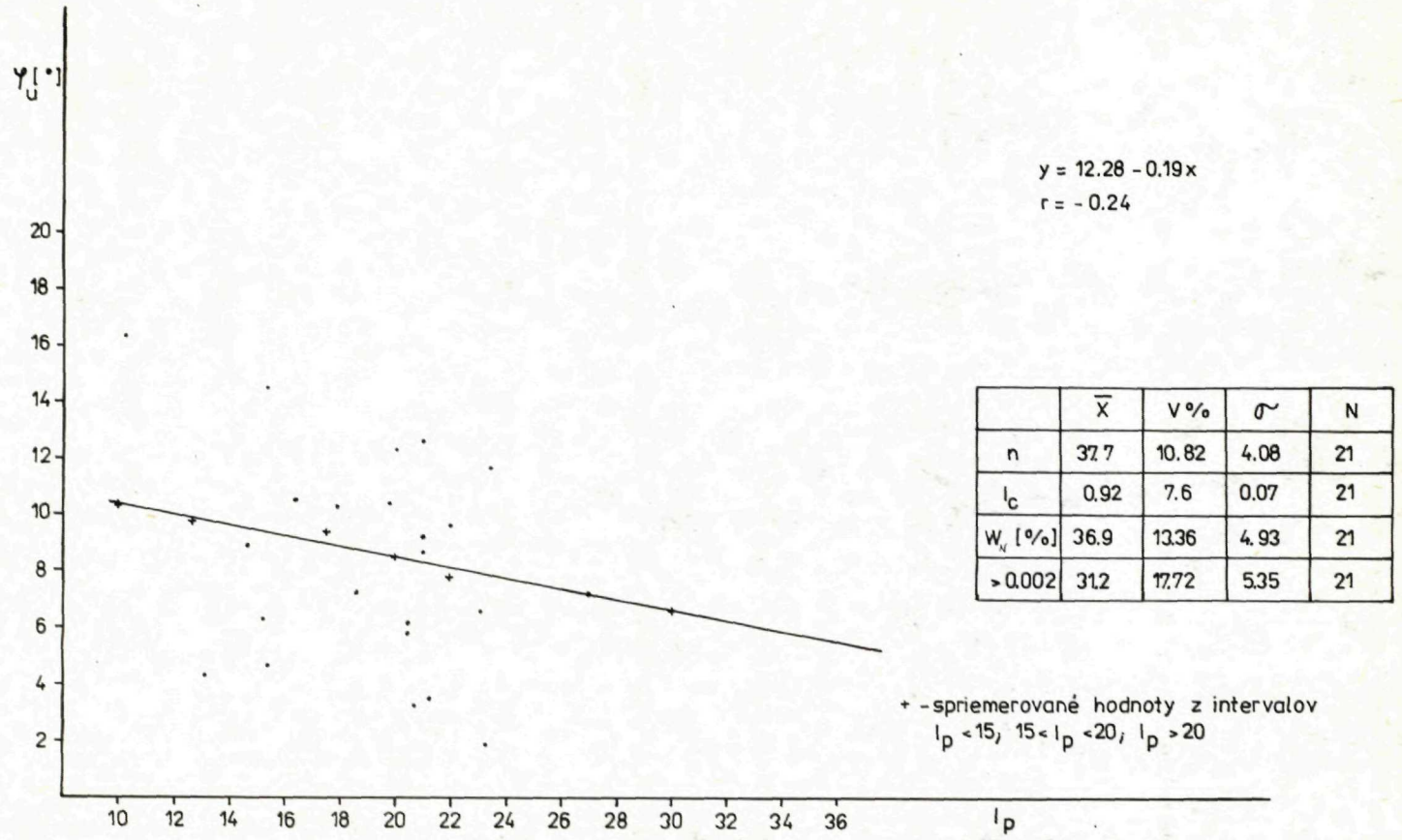
Priamková závislosť na obr. 13 poukazuje na tendenciu narastania c_u v závislosti na narastaní I_P, i keď hodnoty c_u javia pomerne značný rozptyl. Zhodnotenie polygenetických hlín oboch vymedzených súborov podľa ČSN noriem uvádzame v tab. 8.

Tab. 8 Zhodnotenie polygenetických hlín oboch súborov podľa noriem ČSN 73 1001, ČSN 72 1002, ČSN 73 6824, ČSN 73 3050.

ČSN		73 1001		72 1002					73 6824		73 3050
Formácia	komplex	Zemina	trieda	názov	vzlinavosť H_s [m]	namŕzavosť	vhodnosť podložie	vhodnosť násyp	symbol	vhodnosť	trieda
kvartérnych pokryvných útvarov	polygenetický, eolicko-deluviálny	prachovitá hlina piesčito-prachovitá hlina	21(20)	íly, ílovitá hlina, ílovitá hlina piesčitá	2,0—2,5	NN-VN	VII-X	málo vhodné až nevhodné	CL - CH	T^+	2 - 3

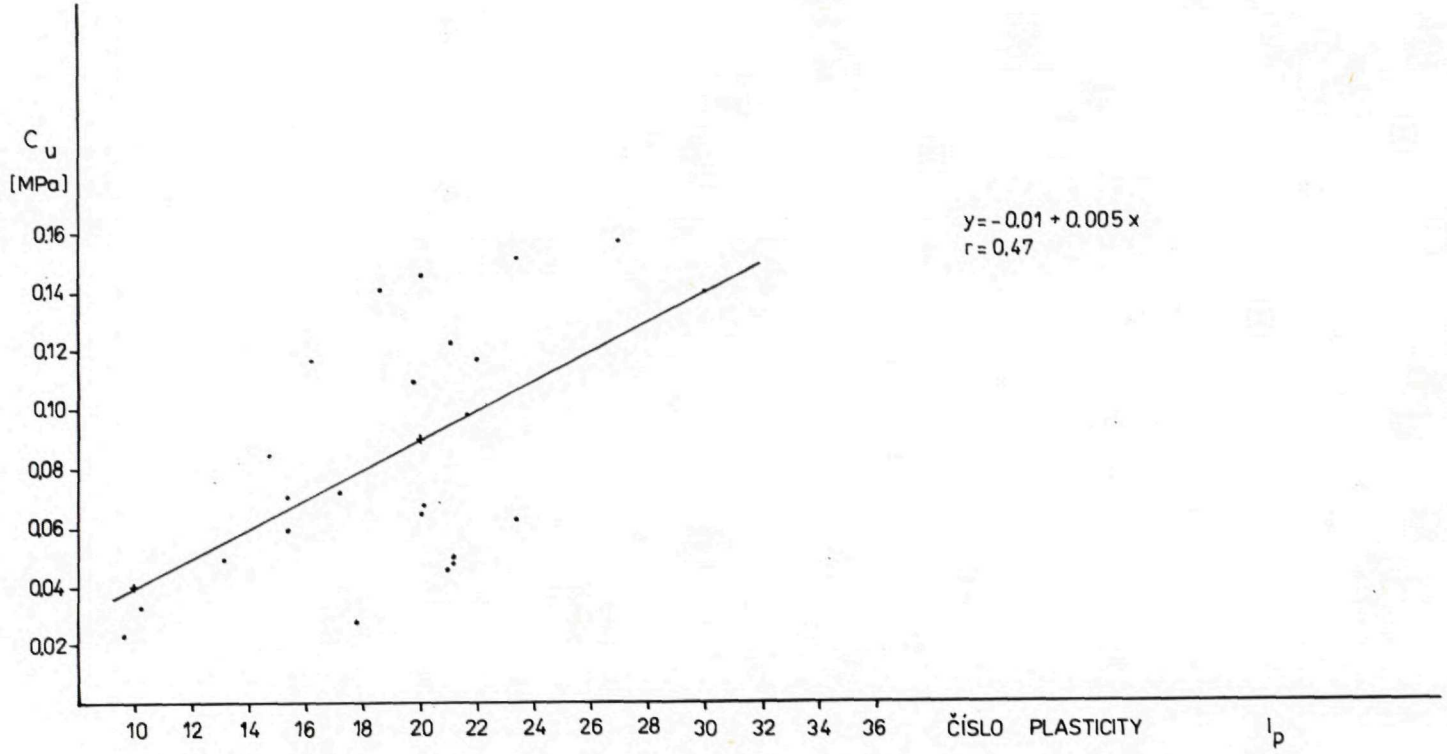
Pri určovaní namŕzavosti podľa ČSN 72 1002 boli použité nasledujúce skratky: VN — vysoko namŕzavé; NN — nebezpečne namŕzavé.

Pri hodnotení vhodnosti použitia zemín na stavbu priehrad podľa ČSN 73 6824, symbol T^+ znamená — vhodnosť zeminy pre tesniacu časť, resp. pre homogénnu hrádzu (treba dokázať skúškami)



	$\overline{X}$	V %	σ	N
n	37.7	10.82	4.08	21
I_C	0.92	7.6	0.07	21
W_N [%]	36.9	13.36	4.93	21
> 0.002	31.2	17.72	5.35	21

Obr. 12 Závislosť totálneho uhla vnútorného trenia φ_u na indexe plasticity I_P



Obr. 13 Závislosť totálnej súdržnosti c_u na indexe plasticity I_P

Záver

Výsledky a závery obsiahnuté v predloženom článku sa určite stanú prínosom v otázkach ďalšieho rozšírenia ťažby polygenetických hlín v okolí Petrovian, resp. dajú dostatočné podklady pre racionálne zhodnotenie daného územia z urbanistického hľadiska. Dôležitým prínosom sú tiež výsledky inžinierskogeologických vlastností týchto sedimentov.

Práve na základe porovnávania výsledkov fyzikálno-mechanických vlastností polygenetických hlín, pokrývajúcich štrkovité akumulácie starého pleistocénu (günzu) a polygenetických hlín v nadloží proluviálnych štrkovitých akumulácií stredného pleistocénu (mindelu), ktoré sme v článku rozdelili na dva samostatné súbory, môžeme vysloviť predpoklad o rovnakej genéze týchto hlín na celom študovanom území. Vzájomným porovnaním oboch súborov neboli zistené výraznejšie rozdielnosti ani vo fyzikálnych (hlavne v granulometrickom zložení), ani v mechanických vlastnostiach.

Vzájomnou koreláciou získaných výsledkov fyzikálno-mechanických vlastností zemín a výsledkov získaných röntgenodifraktometrickou analýzou ílovitej frakcie z troch oporných vrtov a z podrobného opisu odkryvu ťažobnej jamy v Močarmanoch sme vyčlenili tri výrazne horizonty v celom profile polygenetických sedimentov. Zvýšený obsah prachovitej frakcie, prítomnosť tzv. degradovaného montmorillonitu nevulkanického pôvodu v týchto horizontoch a výrazne sa odlišujúce mechanické vlastnosti potvrdzujú predpoklad o prítomnosti eolických vložiek v komplexe hlinitých svahových sedimentov (soliflukčných a deluviálnych), čo nás oprávňuje charakterizovať celý komplex ako polygenetický, t. j. ako komplex eolických, deluviálnych a soliflukčných sedimentov.

Literatúra

HARČÁR, J.—NOVODOMEC, R. 1982: Geomorfológia okresu Prešov. — Spravodaj Východoslov. odbočky Slov. geogr. Spol. XXI, Prešov.

JANÁČEK, J. 1972: Základný geologický výskum neogénu Východného Slovenska, list Solivar (1:25 000). — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Košice. 24.

KARNIŠ, J.—KVITKOVIČ, J. 1972: Prehľad geomorfologických pomerov Východného Slovenska. Geogr. Práce, 1, 1, Bratislava.

KAROLI, S. et al. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37—224 (Prešov-4). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Košice, 58—67.

KAROLI, S. et al. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37—224 (Prešov-4). — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Košice, 58—67.

KORÁB. T.—ĎURKOVIČ, T. 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85—119.

LOBÍK, M. et al. 1983: Základná inžinierskogeologická mapa 1:25 000, list Drienov (M-34-115-B-c), spracovaná na podkladoch 1:10 000. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—67.

MATULA, M. 1981: Rock and soil description and classification for engineering geological mapping. Report by IAEG Comission on engineering geological mapping. — Bull. of the IAEG, 24, Essen, 235—255.

MAZÚR, E. 1964: Intermountain basins-a characteristic element in the relief of Slovakia. — Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava.
PETRO, Ľ. et al. 1984: Základná inžinierskogeologická mapa 1:10000, oblasť Solivar. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1—186.
SPIŠÁK, Z. et al. 1985: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 10000, oblasť Prešov. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1—172.
VASS, D. et al. 1982: Geologicko-seizmotektonická štúdia — jadrová elektráreň Východné Slovensko. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 33—41.
WEAWER, CH. E. 1958: The effects and geologic significance of potassium „fixation" by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. — Amer. Miner. 43, 9—10, Washington, 839—861.
ČSN 73 3050 1965: Zemní práce. ÚNM, Praha.
ČSN 73 1001 1967: Základová půda pod plošnými základy, ÚNM, Praha.
ČSN 72 1002 1972: Klasifikace zemin pro silniční komunikace. ÚNM, Praha.
ČSN 73 6824 1978: Malé vodní nádrže, ÚNM, Praha.

J. JANOČKO—Ľ. PETRO—Z. SPIŠÁK—E. ŽÁKOVÁ

Polygenetic sediments SE of Prešov and their engineering-geological properties

Summary

Polygenetic sediments represent one of the most frequent types of Quaternary sediments in the N part of the Košická kotlina basin. They were studied in detail respect of urbanism and their economical utilization.

The authors presented basical physical-mechanical properties of polygenetic loams SE of Prešov. They cover proluvial gravelly Pleistocene sediments forming two generations of cones: Mindel and Günz in age. Proluvial gravels are underlain by Karpatian clayey sediments (Fig. 1).

Our evaluation of polygenetic loams was based on results of laboratory tests performed in the course of basical engineering-geological mapping of wider surroundings of the area studied (M. LOBÍK, et al. 1983, Ľ. PETRO et al. 1984, Z. SPIŠÁK et al. 1985). The loams were divided into two complexes according to their position in relation to underlying proluvial cones for the purpose of mutual correlation of their physical-mechanical properties. Macroscopical examination shows that in both cases the loams are silty and sandy-silty.

The grain-size composition (Fig. 7 and 9) shows that the first complex (loams on the Günz cone) is represented by clay and clayey loams, the second (loams on the Mindel cone) by clays, clayey loams and sandy clayey loams. As shown by Fig. 3 any substantial changes in physical properties can be found in no one of the two complexes neither in the longitudinal nor in the vertical profile. This is also proved detail analysis of properties at the locality Močarmany (Fig. 5a, b). With the increasing depth a slight increase in sandy fraction, decrease in clayey fraction and growing humidity appear.

Basing on the correlation of data on physical-mechanical properties of soils, the results of X-ray diffraction analysis of clayey fraction (from boreholes JVP-21, 22, 23) and detail lithological description of an exposure in the loam pit of Močarmany (Fig. 5a), the authors distinguished three layers with different physical-mechanical properties in the complex of polygenetic loams. The differences in properties and degraded montmorillonite of non-volcanic origin (Fig. 6) are indicative of the eolian origin of the layers. So the polygenetic complex may be denoted as complex of eolian, deluvial and solifluction sediments.

Properties of both loam complexes are evaluated in Table 8 in accordance with the respective Czechoslovak norms 731001, 721002, 736824 and 733050.

The results may be used for projecting of constructions of various types. Polygenetic sediments have so far not been studied in detail in the area of Prešov.

Explanations to Figures

Fig. 1 Areal distribution of Quaternary and Neogene sediments SE of Prešov
1 — area of Neogene-Karpathian sediments; 2 — polygenetic loamy sediments overlying Middle Pleistocene (Mindel) proluvial gravels; 3 — polygenetic sediments overlying Early Pleistocene (Günz) proluvial gravels; 4 — Günz gravelly sediments, 5 — Mindel gravelly sediments, 6 — Holocene alluvial fans, 7 — deluvial sediments, 8 — frontal slides, potential 9 — planar slides, potential; 10 — active slides; 11 — geological section lines; 12 — fluvial plain of Torysa r.

Fig. 2 Longintudinal geological section 1—1′

Fig. 3 Longitudinal geological section 2—2′, relation of depth to grain-size composition and liquid limit w_L

Explanations of geological sections 1—1′ and 2—2′: 1 — polygenetic loamy sediments overlying proluvial gravels; 2 — proluvial loamy-sandy gravels (Mindel); 3 — proluvial loamy-sandy gravels (Günz) gravels; 4 — Neogene (Karpathian) clayey sediments

Fig. 4 Map of thickness isolines of polygenetic loams in area studied

Fig. 5a Relation of depth to grain-size composition in boreholes JVP-21, JVP-22 and JVP-23 (Močarmany loam pit)

Fig. 5b Type profile of polygenetic loams—locality Mačarmany (loam pit)
1 — (0.0—0.25 m) black-brown clayey loam with plant roots; 2 — (0.25—1.05) brown to light-brown clayey loam with lumply disintegration, at base isolated Fe—Mn concretions up to 0.5 cm; 3 — (1.05—2.2) yellowish-brown clayey loam with Fe-infiltrations and Fe—Mn concretions up to 0.3 cm; 4 — (2.2—2.7) black-brown clayey loam; at the beginning of the interval are traces of plant roots, the interval comprises isolated Fe—Mn concretions up to 0.5 cm; 5 — (2.7—3.2) light-brown to light-brown-grey clayey loam; 6 — (3.2—4.6) brown clayey loam with vaguely laminated structure; 7 — (4.6—5.2) yelowish- brown clayey loam, traces of roots filled with Fe —Mn infiltrations; 8 — (5.2—6.0) light-grey loam with laminated structure, with traces of roots, with scarce 1—2 mm angular quartz grains and at base with up to 0.7 cm Fe—Mn concretions; 9 — (6.0—7.0) brown to rusty-brown loam; the interval 6.0—6.3 comprises plentiful Fe—Mn concretions up to 2 cm and Fe—Mn infiltrations and scarce volcanic residuum relics; 10 — (7.0 —8.0) light-grey-yellow loam with laminated structure, at the base of the interval are plentiful Fe —Mn concretions; 11 — (8.0—9.2) rusty-brown to brick-red clayey loam, in upper part are plentiful Fe—Mn concretions, scarce occurrences of intensely weathered rocks up to 2 cm; 12 — (9.2—11.0) yellow-brown to rusty-brown sandy loam and loamy sand with Fe—Mn concretions, scarce pebbles of intensely weathered andesites; interval 9.4—9.8 shows laminae of subhorizontal bedding; 13 — (> 11,0) underlying proluvial gravels

Fig. 6 Difractograms from borehole JVP-21

Fig. 7 Grain-size composition of polygenetic loams of first complex

Fig. 8 Plasticity diagram of polygenetic loams of first complex

Fig. 9 Grain-size composition of polygenetic loams of second complex

Fig. 10 Plasticity diagram of polygenetic loams of second complex

Fig. 11 Relation of total angle of inner friction φ_u to content of silty and sandy fractions

Fig. 12 Relation of total angle of inner friction φ_u to plasticity index I_P

Fig. 13 Relation of total cohesion c_u to plasticity index I_p

Geologické práce, Správy 89, s. 119—136, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Ján Ivanička—Laurenc Snopko—Paulína Snopková

BIOSTRATIGRAFICKÉ VÝSLEDKY Z VÝCHODNEJ ČASTI GELNICKEJ SKUPINY

3 obr. v texte, 4 fotografické tabuľky (XX—XXIII), anglické resumé

Abstract. The eastern part of the Gelnica Group consists of the Bystrý potok Formation and the Drnava Formation. The Bystrý potok Formation represents the middle stratigraphic level of the Gelnica Group. It is characterized by a thick basal part composed of sandstone- and coarse-sandstone facies. The Drnava Formation represents the top level of the Gelnica Group. In the eastern part the Drnava Formation is in the northern and southern zones. In the latter it participates in the structure of thick anticlinal structure. The analysis of flysch lithofacies, their structural characters, and study of lithological profiles indicate that there are turbidite facies associated with geosynclinal sedimentation in mobile zones.

The results of palynological study proved the Upper Silurian age of phyllites and lydites of the Bystrý potok Formation. Palynomorph assemblages from the Drnava Formation contain more frequent trilete spores, mostly occurring in the Lower Devonian.

Úvod

Staropaleozoické sedimentárne i vulkanické horninové komplexy gelnickej skupiny sú rozdelené výrazným smolníckym zlomovým systémom na dva samostatné bloky. Smolnicky zlomový systém prechádza severojužným smerom od východného okraja Braniska, cez Slovinky a Mníšek nad Hnilcom do Smolníka, Úhornej a do horského masívu Pipítky. Najvýraznejšie sa prejavuje v údolí Smolníckeho potoka, kde bol overený v banských dielach ložiska Smolník.

Z geologického hľadiska je východný blok, v ktorom sa nachádza ložisko Smolník i ložisko Mníšek nad Hnilcom (Jalovičí vrch), relatívne poklesnutý oproti západnému bloku. Prejavuje sa to v tom, že v strednej časti gemerika sú stratigrafické, tektonické i ložiskové pomery gelnickej skupiny v obidvoch blokoch diametrálne odlišné. Osová kulminácia klenbovitej štruktúry východozápadného smeru je zlomovým systémom diagonálne preťatá a značne posunutá. V západnom bloku klenbovitá štruktúra končí pri Mníšku nad Hnilcom, vo východnom segmente pokračuje južnejšie, a to od Smolníckej Huty

RNDr. J. Ivanička, CSc., RNDr. L. Snopko, CSc., RNDr. P. Snopková, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

smerom na Kojšovskú hoľu. Keďže je západná časť relatívne zdvihnutá, eróziou sú odkryté spodné litostratigrafické členy gelnickej skupiny, a to vlachovské súvrstvie (širšie okolie Švedlára a Mníška nad Hnilcom) a súvrstvie Bystrého potoka (pásmo Bystrý potok—Smolnícky potok). Asymetrický vývoj klenbovitej štruktúry mal za následok i zachovanie najvyššie ležiaceho drnavského súvrstvia, ktoré sa zachovalo len v južnom krídle klenby, v úseku Úhorná—Smolník.

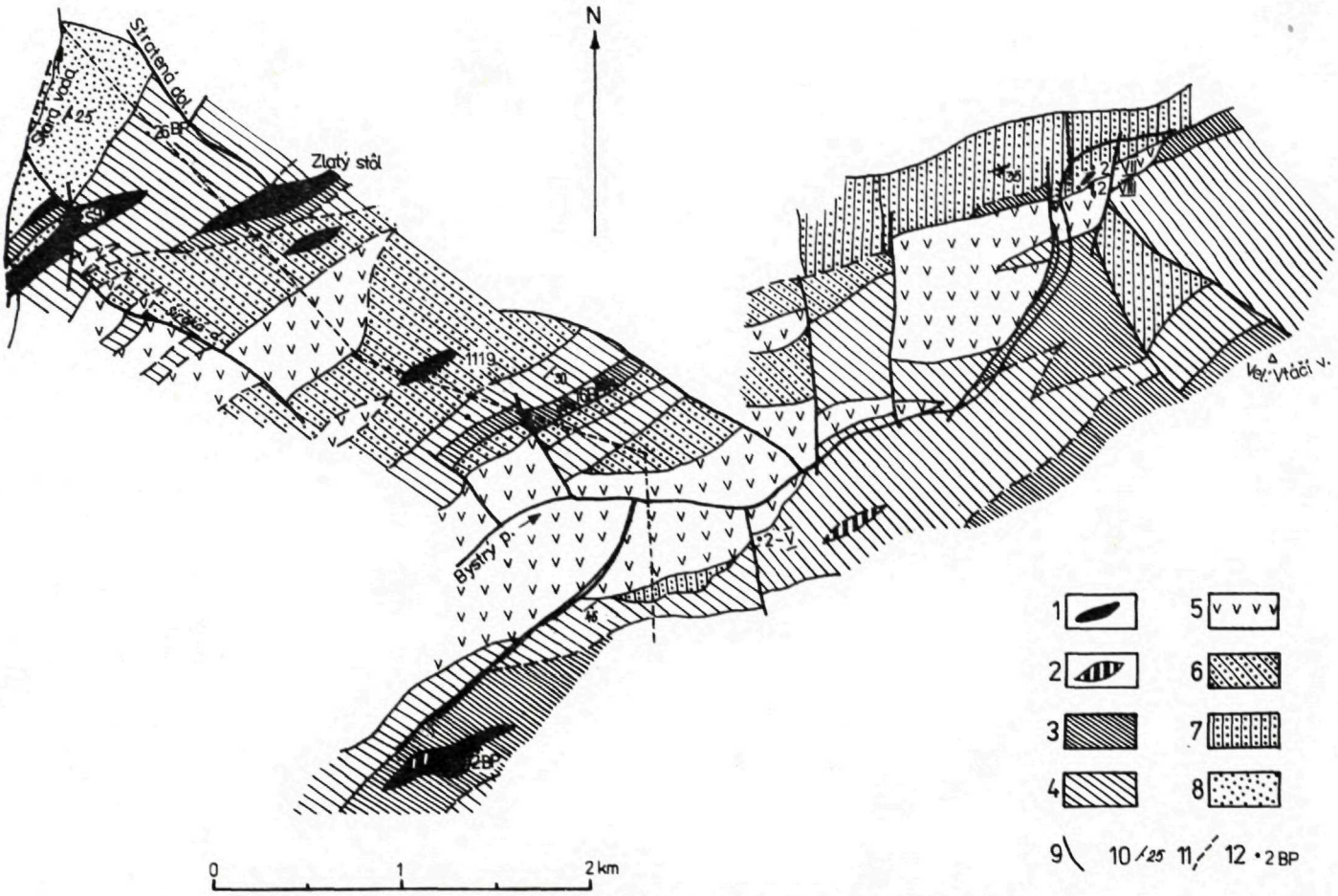
Východný blok má zachovanú symetrickú stavbu. Z najstarších súvrství je eróziou odkrytá vrchná časť súvrstvia Bystrého potoka v úseku Holec — horný tok Hrelikovho potoka. Na krídlach klenbovitej štruktúry sú vyvinuté sedimentárne členy drnavského súvrstvia. Pre toto súvrstvie je príznačný vývoj synsedimentárnych sulfidických rúd, viazaných na bázický, menej kyslý vulkanizmus, pričom je sprevádzaný sedimentáciou dvoch horizontov fylitov s lyditmi. Najvýraznejšie to možno vidieť v južnom ramene klenby v okolí Smolníka, kde spodný horizont lyditov leží v pásme Smolnícka Huta—Jedľovec, vrchný — nadložiskový v úseku Kotlinec—Štós-kúpele. V severnom krídle, v podloží ložiska Jalovičí vrch tiež vystupujú fylity s lyditmi a tiahnu sa na východ do doliny Zimná voda a Tokáreň. V nadloží leží vyšší fylitový horizont s lyditmi, vo východnej časti typicky vyvinutý v hornej časti Perlovej doliny.

Stručná geologická charakteristika vybraných lokalít vo východnej časti gelnickej skupiny

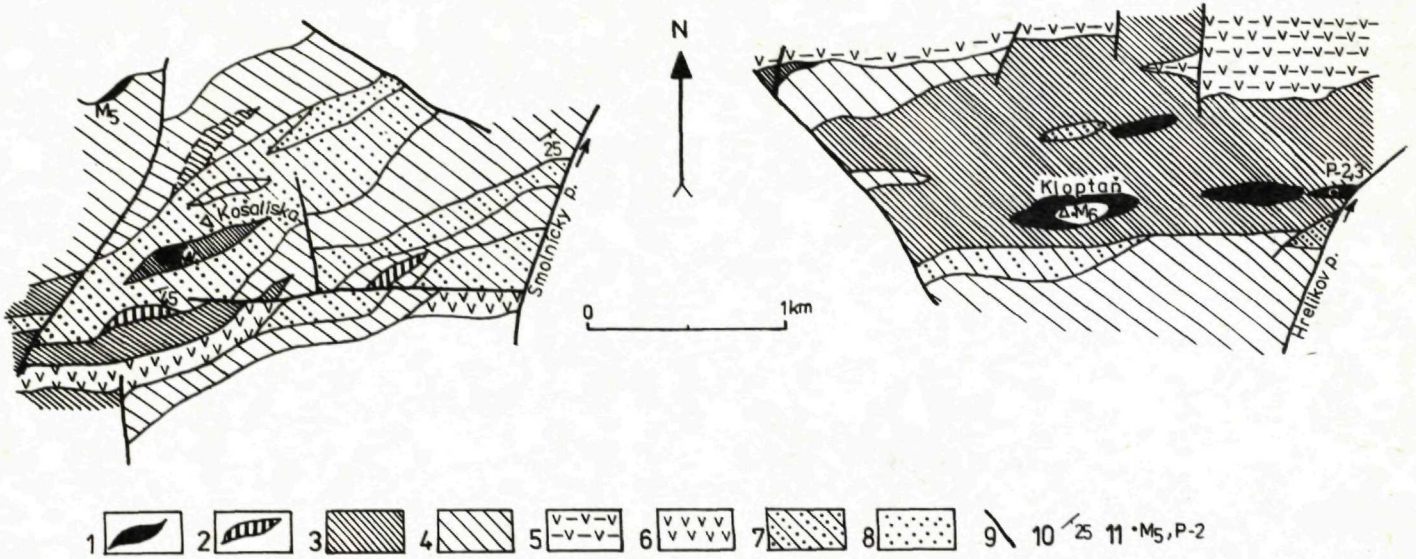
Súvrstvie Bystrého potoka reprezentuje stredný stratigrafický horizont gelnickej skupiny. Plošne zaberá jej centrálnu časť a na povrchu vystupuje v súvislom pásme západovýchodného smeru so šírkou 2—5 km, tiahnúce sa od oblasti styku gemerika s veporikom ďalej na východ do oblasti Betliara, dolín Starej Vody, Bystrého potoka a Smolníckeho potoka, odkiaľ potom pokračuje cez Kloptaň (k. 1153), Kojšovskú hoľu (k. 1246), kde sa stáča k juhovýchodu a v oblasti Šemše je prikryté neogénnou štrkovou formáciou.

Súvrstvie Bystrého potoka bolo geologicky a palinologicky preskúmané jednak v súvislom profile, jednak jednotlivo v oblastiach výskytu lyditov a tmavých fylitov. Charakteristický profil súvrstvia poskytuje územie medzi Starovodskou dolinou a Bystrým potokom (obr. 1). Najspodnejšia časť súvrstvia Bystrého potoka je v predmetnom území dokonale vyvinutá a tvorí výrazné pásmo od Starovodskej doliny cez Kobulár (k. 1270,6) do Bystrého potoka, kde môžeme sledovať jej kompletný vývoj reprezentovaný súborom epizonálne metamorfovaných hrubozrnných a strednozrnných kremenných pieskovcov až drob, s nepatrným zastúpením pelitických sedimentov. V oblasti Bystrého potoka boli z tohto psamitického komplexu identifikované rôzne primárne sedimentárne textúry, ktoré svedčia o prínose materiálu do panvy od juhovýchodu.

Od Zlatého stola na východ pokračovala bez prerušenia plynulá sedimentácia klastických častí s tendenciou pozvoľného zjemňovania ako vertikálnym (do



Obr. 1 Geologická mapa územia medzi Starovodskou dolinou a Bystrým potokom. Zostavil J. IVANIČKA 1984
1 — metalydity, 2 — kryštalické vápence, 3 — skrytovrstevnaté grafitické fylity, 4 — drobnolaminované fylity, 5 — metaryolitové tufy a tufity, 6 — kremenné fylity v prevahe nad metapieskovcami, 7 — metapieskovce v prevahe nad kremennými fylitmi, 8 — metamorfované kremenné pieskovce, 9 — zlomy, 10 — vrstevnatosť, 11 — geologický profil, 12 — pozitívna vzorka



Obr. 2 Geologická mapa súvrstvia Bystrého potoka v okolí Košalísk, Kloptane a Hrelikovho potoka. Zostavil J. IVANIČKA 1979
1 — metalydity, 2 — kryštalické vápence, 3 — skrytovrstevnaté grafitické fylity, 4 — drobnolaminované fylity, 5 — metaryolitové tufity, 6 — metaryolitové tufy, 7 — kremenné fylity, 8 — metamorfované kremenné pieskovce, 9 — zlomy, 10 — vrstevnatosť, 11 — pozitívna vzorka

nadložia), tak i laterálnym smerom. Sedimentácia nadobúda pieskovcovo-ílovitý charakter, objavujú sa tenšie a pestrejšie sedimentárne rytmy. V horninových sekvenciách prevládajú kremenné fylity nad kremennými pieskovcami, objavujú sa už aj polohy rôznych petrografických variet laminovaných fylitov. V podstate ide o súbor epimetamorfovaných sedimentov, ktorý tvorí prechodný člen medzi podložnými hrubopsamitickými horizontmi a nadložným komplexom jemnoklastických sedimentov.

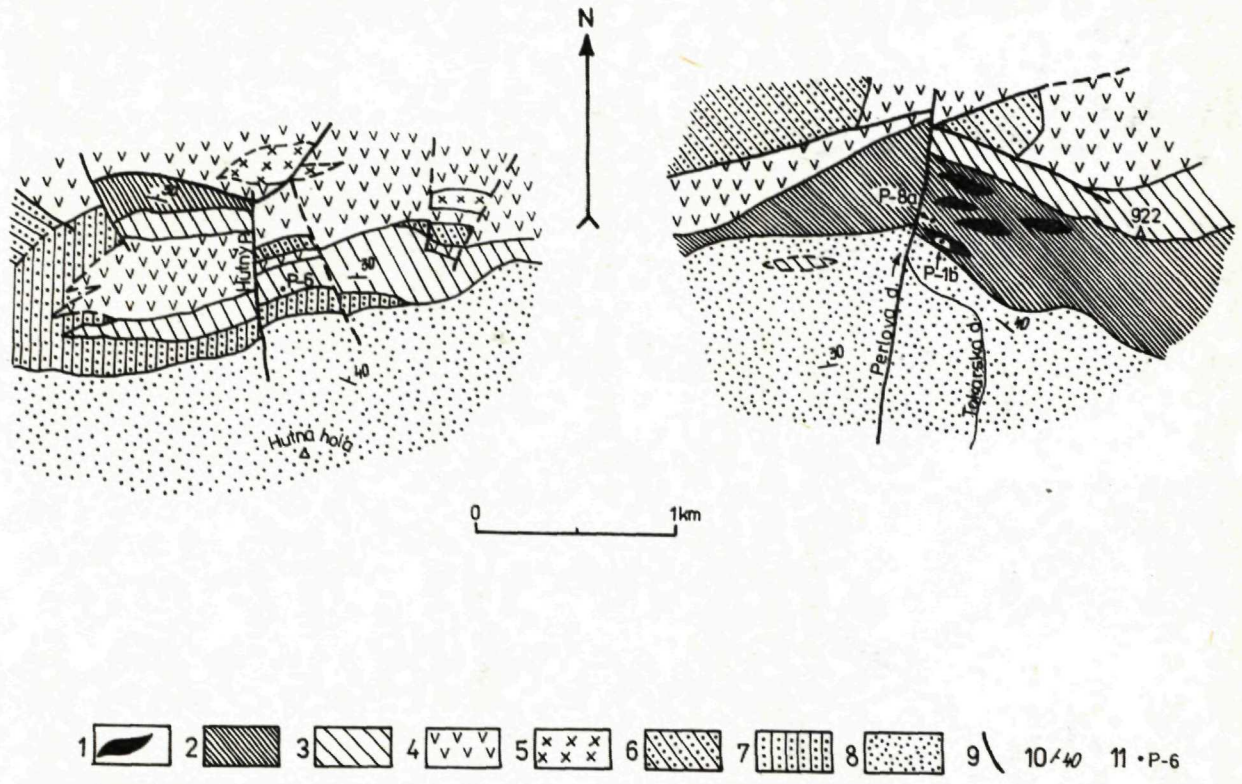
Zmenu vo flyšovej sedimentácii spôsobila vulkanická činnosť, ktorej produkty sú v prevažnej miere reprezentované iba kyslými vulkanoklastickými horninami, a to metaryolitovými tufmi a tufitmi.

V nadloží vulkanoklastických telies, v mohutnom 1,5 km širokom pásme v.—z. smeru, od údolia Bystrého potoka cez Heckerovú (k. 1259,7) a Smolnícku Hutu leží hrubý komlex drobnolaminovaných fylitov, ktoré sú v súvrství Bystrého potoka plošne najrozšírenejšou litofáciou zúčastňujúcou sa na stavbe najmä vrchných partií komlexu.

Najvrchnejšie sekvencie súvrstvia Bystrého potoka v sledovanom profile sú budované prevažne jemnopelitickými skrytovrstevnatými sedimentmi vo fácii tmavých bridlíc, ktoré v terajšej podobe reprezentujú sericitické, sericiticko-grafitické a grafitické fylity. Typická je tiež prítomnosť metalyditov a kryštalických vápencov vo forme tenkých polôh a šošoviek, ktoré boli v našom profile študované na svahoch Bystrej (k. 1136,0) a sú súčasťou známeho pruhu Hanková—Kobeliarovo—Nižná Slaná—Betliar—Heckerová—Bystrý potok—Holec. K tomuto pruhu patrí i lokalita Košaliská a v jeho pokračovaní lokalita Kloptaň—Hrelikov potok (obr. 2). I tu tvoria študované horniny (grafitické fylity s lyditmi) najvrchnejšie časti súvrstvia Bystrého potoka. Naostatok môžeme konštatovať, že na území študovaného profilu je dané súvrstvie kompletne vyvinuté od svojej bázy, ktorá tvorí normálne nadložie vlachovského súvrstvia, až po svoje najvrchnejšie sekvencie, ktoré sú bezprostredným stratigrafickým podložím drnavského súvrstvia.

Vo východnej časti gelnickej skupiny bolo skúmaných viacero fylitových pruhov s lyditmi patriacich k drnavskému súvrstviu. Toto sa v predmetnom území vyznačuje pomerne rýchlym prechodom bazálnych hrubozrnných metapieskovcov do nadložných jemnejších metasedimentov fylitového charakteru. Pre sedimenty drnavského súvrstvia v oboch krídlach klenbovitej štruktúry je charakteristická existencia menších litologických súborov litofácií, ktorých horizontálne rozšírenie nemá regionálnu platnosť v rámci celej gelnickej skupiny, ale len v rámci prínosových oblastí. Každý litofaciálny súbor má vyvinutú nesúmernú skladbu. V spodnej časti sú hrubozrnné metapieskovce, sedimenty flyšovej fácie, vyššie prechádzajú subflyšové jemnozrnné fácie do kryptoflyšu. Súbor litofácií v rámci drnavského súvrstvia predstavuje zložitý vývoj rytmickej sedimentácie; doteraz a podarilo dokázať šesť takýchto súborov (L. Snopko—A. Vozárová 1981).

Pre prvý súbor litofácií je typické i syngenetické sulfidické zrudnenie na ložisku Smolník a na Jalovičom vrchu pri Mníšku nad Hnilcom. V jeho vrchných častiach vystupujú subflyšové sedimenty, v ktorých sú prítomné na rôznych stratigrafických úrovniach tmavé lydity (podložný lyditový pruh



Obr. 3 Geologická mapa drnavského súvrstvia v okoli Hutného potoka a sútoku Perlovej doliny s Tokárskou dolinou. Zostavil J. IVANIČKA 1984
1 — metalydity, 2 — skrytovrstevnaté grafitické fylity, 3 — drobnolaminované fylity, 4 — metaryolitové tufy a tufity, 5 — metaryolity, 6 — kremenné fylity v prevahe nad metapieskovcami, 7 — metapieskovce v prevahe nad kremennými fylitmi, 8 — metamorfované kremenné pieskovce, 9 — zlomy, 10 — vrstevnatosť, 11 — pozitívna vzorka

ložiska Smolník). Sedimentácia postupne nadobúda kryptoflyšovú povahu a je reprezentovaná jemnými grafitickými a chloritickými fylitmi so sulfidickým zrudnením a s prítomnosťou paleobazaltov, ich tufov, ojedinele i kyslých vulkanoklastík. Tieto litofaciálne typy medzi sebou viackrát alternujú a zúčastňujú sa na stavbe ložiska Smolník. Vyššie, v oblasti Kotlinca, nastupuje druhý nadložný súbor litofácií. Má podobný vývoj ako prvý, je však chudobnejší na grafitické fylity s lyditmi. Bohatší je výskyt kyslých vulkanoklastík na úkor metabazaltových tufov a tufitov. Typická je prítomnosť lyditov, ktoré tiež vystupujú vo viacerých horizontoch.

Podobné litostratigrafické pomery panujú i v severnom krídle klenby. Drobnolaminované sericitické a skrytovrstevnaté grafitické fylity vystupujú nad kremennými pieskovcami vo forme tenších i hrubších sekvencií na oboch skúmaných lokalitách — Hutný potok a sútok Perlovej doliny s Tokárskou (obr. 3). Vytvárajú dva pruhy: Mníšek—Prakovce a Perlová dolina—Jedlinka (2 km južne od Kojšova), v ktorých sa v asociácii s fylitmi nachádzajú vložky i hrubšie šošovky metalyditov. Horninové komplexy oboch pruhov majú východozápadný priebeh a monoklinálne uloženie 30—40° na sever. Sú teda súčasťou severného ramena mohutnej antiklinálnej štruktúry, ktorá je dominantným stavebným elementom gelnickej skupiny.

V ostatných súboroch litofácií drnavského súvrstvia boli polohy grafitických fylitov s lyditmi zaznamenané len v najvyššie ležiacom súbore východne od Drnavy.

Ako už bolo skôr spomenuté, hlavný prínos materiálu do panvy prebiehal od juhovýchodu. V oblasti Smolníka a Uhornej pozorujeme prstovité zastupovanie vulkanického a klastického materiálu, pričom vulkanický smerom na západ prevláda (L. Snopko 1967, J. Ivanička 1976). Východnejšie, v oblasti Prakoviec —Kojšova sa markantne prejavuje vplyv východnej prínosovej oblasti.

Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vybraných lokalít vo východnej časti gelnickej skupiny

Palinologický výskum bol zameraný na spracovanie lyditových a fylitových horizontov zo súvrstvia Bystrého potoka a drnavského súvrstvia východnej časti gelnickej skupiny. Zo súvrstvia Bystrého potoka boli vyhodnotené vzorky z lokalít Bystrý potok, Košaliská, Kloptaň, Široká dolina, Tichovodská dolina a Medená dolina. Lydity a fylity drnavského súvrstvia boli spracované z lokalít Hutný potok, Zimný potok, Tokárska dolina — sútok Tokárskej s Perlovou dolinou a Gelnica. Z uvedených lokalít bolo spracovaných približne 111 vzoriek, no len v 22 vzorkách bola nájdená chudobná asociácia palinomorf. Relatívne bohatšia asociácia palinomorf bola nájdená vo vzorkách lokality Tokárska dolina — sútok Tokárskej s Perlovou dolinou.

Z uvedených lokalít boli odoberané vzorky väčšinou z lyditov, menej z fylitických bridlíc. Laboratórne boli vzorky spracované 40 % kyselinou fluorovodíkovou. Macerácia trvala 15 dní, hlavne pri lyditoch. Organická

substancia od anorganickej bola oddelená ťažkou kvapalinou KJ + CdJ_2, so špecifickou hmotnosťou 2,1 a 2,3. Ak boli palinomorfy tmavé, oxidovali sme ich Schultzovým roztokom asi 10 dní. Po oxidácii vzoriek a premytí destilovanou vodou boli robené preparáty. Tam, kde bolo málo organického materiálu, sme prezreli vzorky v nákvapoch. Získané palinomorfy boli odfotografované a určované z mikrofotografií, ktoré sú priložené k práci v tabuľkách I—IV.

1. Profil Bystrý potok

Z profilu Bystrý potok sme odobrali a spracovali 13 vzoriek, prevažne z tmavých až čiernych lyditov. Ojedinelý výskyt palinomorf sme zaznamenali v štyroch vzorkách, a to vo vz. č. 2b — poloha V (prvá dolina pod hrebeňom, odkryv lyditov, severný svah), vo vz. č. 2 — poloha VII (pravá dolinka pod horárňou, severný svah Vtáčieho vrchu — tmavé lydity), vo vz. č. 1 — poloha VIII (500 m v. od polohy VII — tmavé lydity), vo vz. č. 2 — poloha VIII (500 m v. od polohy VII — tmavé lydity) a vo vz. č. 3 — poloha VIII (500 m v. od polohy VII — tmavé lydity).

Okrem toho bolo spracovaných 15 vzoriek z profilu Bystrý potok, z fylitov. Len dve vzorky, označené bodom 1 BP/83 a 2b BP/83, boli odobrané z lyditov. Podobne ako vo vzorkách z lyditov aj vo vzorkách odobraných z fylitov sme zaznamenali ojedinelý výskyt palinomorf. Ojedinele sa vyskytli palinomorfy v troch vzorkách, a to 2b BP/83, 16 BP/83 a 26 BP/83. Ostatné vzorky boli negatívne. Presná lokalizácia je uvedená na obr. 1.

V pozitívnych vzorkách odobraných z fylitov sme ojedinele našli akritarchy rodov *Cymatiosphaera* a *Lophosphaeridium*. Určené druhy, ako cf. *Lophosphaeridium papillatum* (STAPL.) DOWNIE a *Cymatiosphaera* cf. *nebulosa* DEUNFF majú širšie stratigrafické rozpätie, a to vrchný ordovik až devón a vrchný ordovik až stredný devón. Vo vzorke 26 BP/83 sa vyskytla jedna zonátna spóra (čiastočne porušená) veľkosti 120 mi, ktorá snáď zodpovedá rodu *Camptozonotriletes*. Tento rod je uvádzaný zo spodného devónu (D. C. MC GREGOR 1973).

Vo vzorkách odobraných z lyditových polôh sa ojedinele vyskytli aj akritarchy a trilétne spóry. Z akritarch sme mohli približne určiť druhy rodov: *Cymatiosphaera, Multiplicisphaeridium, Dictyopsophosphaera, Synsphaeridium* a *Tasmanites*. Druhy uvedených rodov sa vyskytujú buď v silúre [*Synsphaeridium* cf. *tuberculatum* EISENACK, cf. *Dictyopsophosphaera polygonia* (STAPLIN) TSCHIBRIKOVA], buď v strednom až vrchnom silúre [cf. *Multiplicisphaeridium asturiae* (CRAMER) EISENACK], alebo majú širšie stratigrafické rozpätie, a to vrchný ordovik až devón (cf. *Cymatiosphaera nebulosa* DEUNFF) a ordovik až vrchný silúr (*Tasmanites* cf. *medius* EISENACK). Okrem mikrofosílií zo skupiny *Acritarcha* sme našli vo vz. č. 2 — poloha VII a vo vz. č. 3 — poloha VIII také trilétne spóry, ktoré sa začínajú objavovať vo vrchnom silúre (*Apiculiretusispora* cf. *synorea* RICH.-LIST) až v spodnom devóne. Boli relatívne dobre zachované, takže sme ich mohli určiť aj druhove. Ide o druhy: cf. *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA a *Emphanisporites* cf. *micronatus* RICH.-LIST. (príl. 1).

Zo súvrstvia Bystrého potoka okrem súvislého profilu Bystrý potok boli ešte bodovo palinologicky skúmané vzorky z lokalít Košaliská, Kloptaň a Široká dolina. Presná lokalizácia odberu vzoriek je uvedená na obr. 2. Aj tieto vzorky boli veľmi chudobné na mikrofosílie. Podobne ako pri vzorkách z profilu Bystrý potok môžeme konštatovať, že aj v pozitívnych vzorkách bol výskyt palinomorf len sporadický.

2. Lokalita Košaliská

Z tejto lokality boli palinologicky spracované 3 vzorky, odobrané z tmavých lyditov. Označené sú bodmi M4a/82, M4b/82 a M5/82. Len v jednej vzorke (M4a/82) sme našli pomerne tmavé palinomorfy, z ktorých sme mohli šesť určiť.

Zo skupiny *Acritarcha* bolo možné určiť druhy, ktoré majú širší stratigrafický diapazón, a to vrchný ordovik až devón (*Cymatiosphaera* cf. *nebulosa* DEUNFF) a silúr až devón (*Brochopsophosphaera diligens* TSCHIBRIKOVA). Druh *Pterospermella onondagensis* (DEUNFF) je rozšírený v silúre až spodnom devóne. Okrem druhov akritarch sa ojedinele vyskytli aj trilétne spóry malých rozmerov, patriace k rodom *Acanthotriletes* a *Punctatisporites*. Druhy uvedených rodov sú charakteristické pre vrchný silúr až spodný devón (*Acanthotriletes* cf. *eximius* NAUM., *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA) a pre vrchný silúr až devón (*Punctatisporites solidus* NAUM.).

3. Lokalita Kloptaň

Odobrané boli dve vzorky z lyditov, označené dokumentačnými bodmi M6a/82 a M6b/82. Obidve vzorky obsahovali rôzne tvary organických zvyškov, hlavne vzorka M6b/82. Vo vzorke M6a/82 sme našli a mohli určiť len 2 palinomorfy, patriace k akritarchám. Ide o druhy *Dictyopsophosphaera* cf. *polygonia* TSCHIBRIKOVA a cf. *Pulvinosphaeridium deunffi* MOREAU-BENOIT, ktoré podobne ako druhy akritarch nájdené v lyditoch lokality Košaliská majú širšie stratigrafické rozšírenie, a to silúr až devón a vrchný ordovik až silúr.

Vo vzorke M6b/82 bolo možné určiť 3 palinomorfy. Z akritarch je to pravdepodobne druh ? *Onondagella asymetrica* (DEUNFF) CRAMER s rozšírením od vrchného ordoviku po stredný devón a zo spór druh *Synorisporites* cf. *papillatus* RICH.-LIST., ktorý charakterizuje spodný devón (gedin — siegen).

4. Lokalita Široká dolina

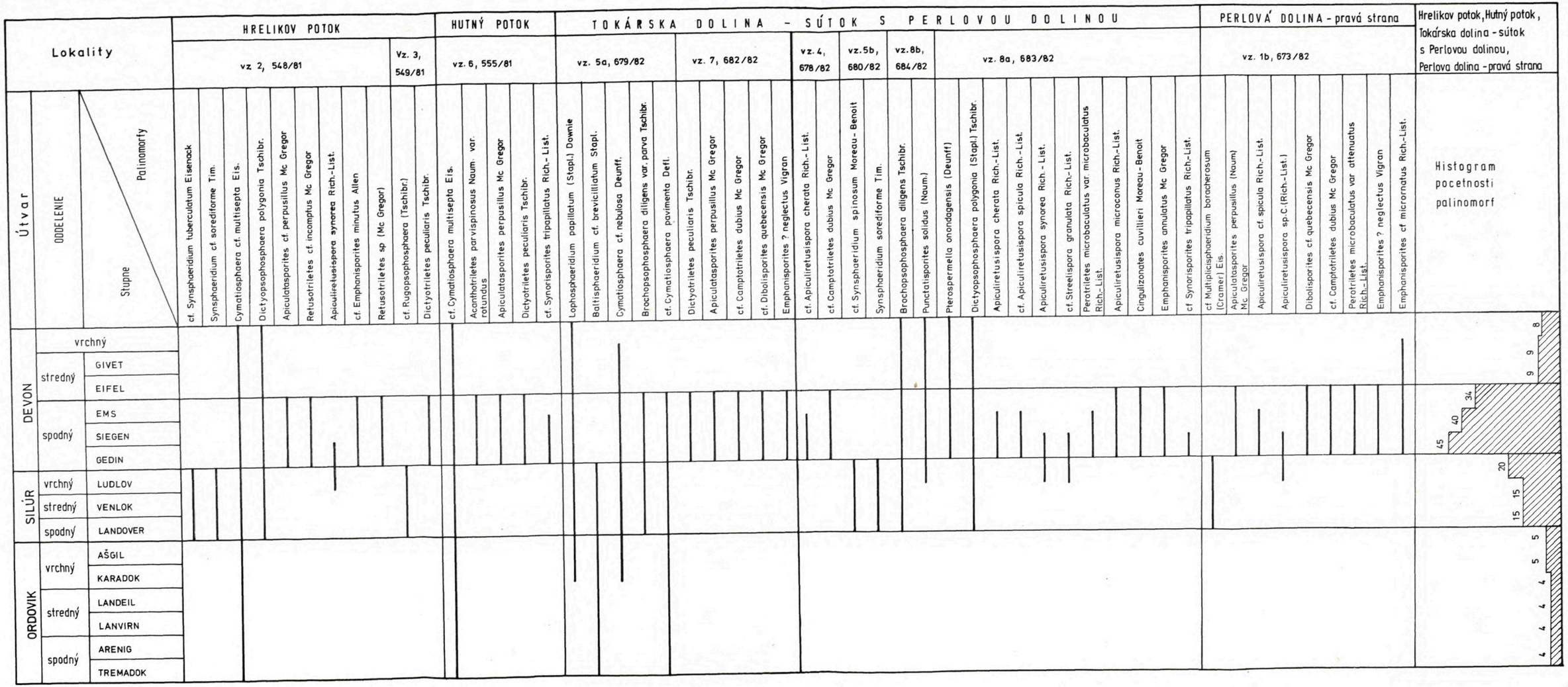
Vzorky označené bodmi Š9/82—735/82 a Š9a/82—736/82 boli najchudobnejšie na mikrofosílie. Jedine vo vzorke Š9/82, ktorej lokalizácia je vyznačená na obr. 1, boli nájdené 2 akritarchy patriace k druhom ? *Micrhystridium eatonense* DOWNIE s rozšírením v silúre a cf. *Cymatiosphaera multisepta* DEUNFF s rozšírením od ordoviku po devón. Vzorka Š9a/82 obsahovala len neurčiteľné organické zvyšky.

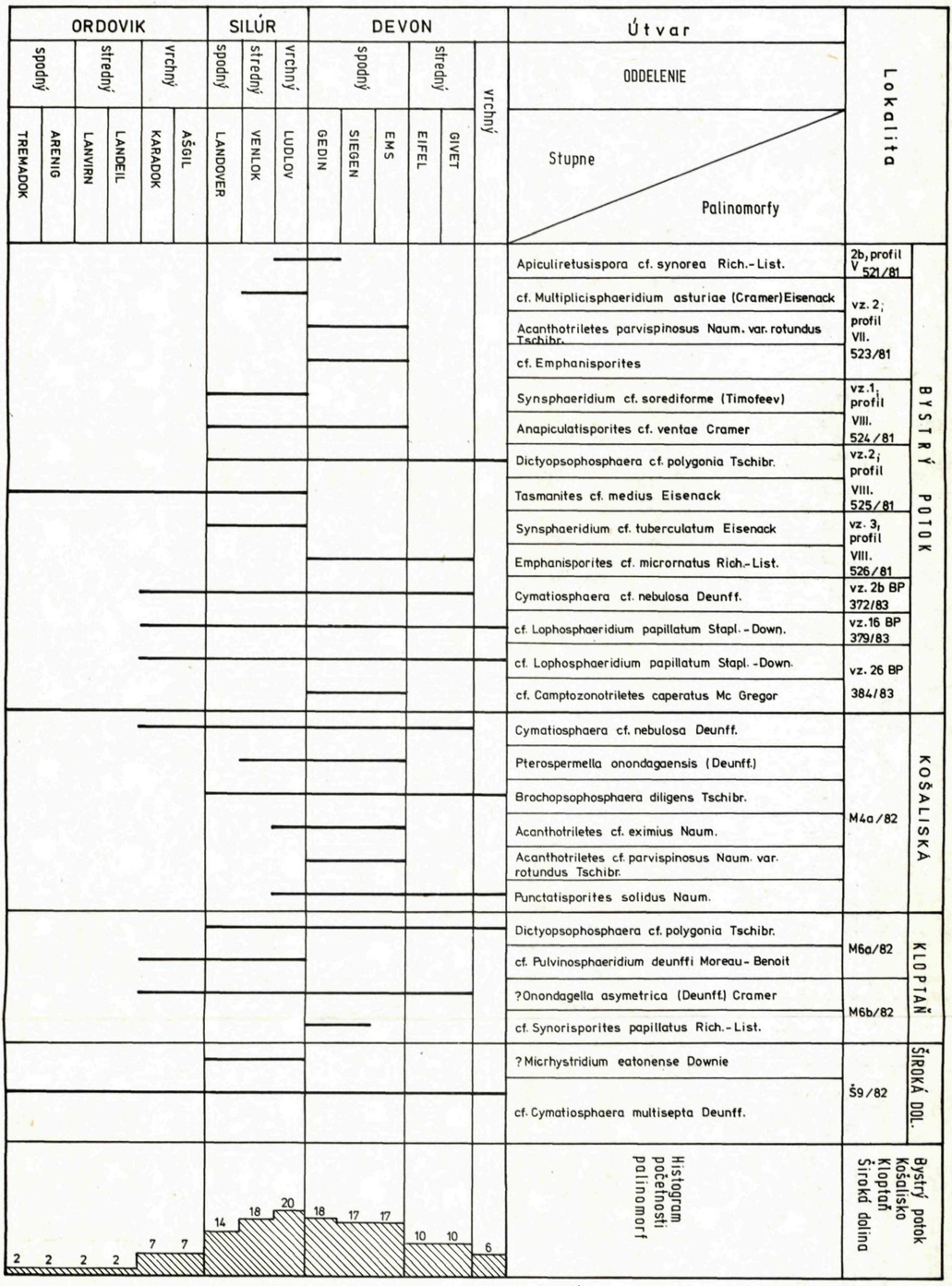
Z podrobného palinologického vyhodnotenia, ako aj z vertikálneho rozšírenia určených druhov (príl. 1) vidíme, že vo vzorkách lokality Bystrý potok, Košaliská, Kloptaň a Široká dolina má väčšina druhov širšie stratigrafické rozpätie. Vyskytujú sa druhy, ktoré ukončujú svoj výskyt v silúre [*Tasmanites* cf. *medius* EISENACK, *Synsphaeridium* cf. *tuberculatum* EISENACK, S. cf. *sorediforme* (TIMOFEJEV), cf. *Pulvinosphaeridium deunffi* MOREAU-BENOIT, ? *Micrhystridium eatonense* DOWNIE], ďalej druhy, ktoré sa objavujú vo vrchnom ordoviku a prechádzajú až do devónu [*Cymatiosphaera* cf. *nebulosa* DEUNFF., cf. *Lophosphaeridium papillatum* (STAPL.) DOWNIE a pod.]. Druhov, ktoré majú užší stratigrafický diapazón, je veľmi málo. Vo vz. č. 2 — profil VII, druh cf. *Multiplicisphaeridium asturiae* (CRAMER) EISENACK charakterizuje stredný až vrchný silúr a *Apiculiretusispora synorea* RICH.-LIST. je podľa J. B. RICHARDSONA—T. R. LISTERA (1969) typický druh pre ludlov až gedin. Taktiež sa už ojedinele objavujú druhy trilétnych spór, ktoré sa obmedzujú na spodný devón, hlavne na gedin-siegen. Z nich sú to hlavne *Synorisporites papillatus* RICH.-LIST. a *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA.

K vyhodnoteným vzorkám zo skúmaných lokalít sme pre spresnenie ich veku (nakoľko vzorky boli chudobné na palinomorfy) zostavili aj celkový histogram početnosti palinomorf (príl. 1). Z neho vidíme, že najväčšia početnosť palinomorf je vo vrchnom silúre (počet 20), no vyššia početnosť je aj v gedine (18). Z toho vyplýva, že lydity a fylity zo skúmaných lokalít sedimentovali hlavne vo vrchnom silúre.

5. Lokalita Hrelikov potok

Z tmavých lyditov, ktoré boli odobrané v oblasti prameniska Hrelikovho potoka (presná lokalizácia na obr. 2) sme spracovali 3 vzorky, označené číslami 1—3. Vo vz. č. 2 — 548/81 a č. 3 — 549/81 sme našli palinomorfy, vz. č. 1 — 547/81 bola negatívna. Bohatšiu asociáciu palinoflóry obsahovala vz. č. 2, odobraná z tmavých lyditov. Z hojného množstva organických zvyškov bolo možné určiť 16 palinomorf, ktoré patria jednak k akritarchám, jednak k trilétnym spóram. Okrem nich sme našli v skúmanej vzorke malé tmavé guľovité telieska s jedným alebo dvoma jemnými výrastkami. S týmito telieskami sme sa už stretli vo vzorkách z viacerých lokalít gelnickej skupiny, hlavne Úhorná—Kotlinec a Drnava—Pipítka (P. SNOPKOVÁ 1984). Akritarchy sú zastúpené rodmi *Dictyopsophosphaera, Cymatiosphaera, Synsphaeridium*, cf. *Veryhachium*, ktorých druhy sa vyskytujú buď v silúre (cf. *Synsphaeridium tuberculatum* EISENACK, *S. sorediforme* TIMOFEJEV), alebo majú širší stratigrafický diapazón, a to od ordoviku po devón (*Cymatiosphaera* cf. *multisepta* EISENACK), alebo od silúru po devón (*Dictyopsophosphaera polygonia* TSCHIBRIKOVA). Početnejšie sú trilétne spóry malých rozmerov, patriace k rodom *Apiculatasporites, Retusotriletes, Apiculiretusispora*, cf. *Emphanisporites* a *Dictyotriletes*. Určené druhy uvedených rodov sú rozšírené (podľa literárnych údajov D. MC GREGORA 1973, J. B. RICHARDSONA—T. R. LISTERA 1969 a doterajších našich výsledkov)


Lokality
HRELIKOV POTOK
vz 2, 548/81
Vz. 3, 549/81
HUTNÝ POTOK
vz. 6, 555/81
TOKÁRSKA DOLINA - SÚTOK S PERLOVOU DOLINOU
vz. 5a, 679/82
vz. 7, 682/82
vz. 4, 678/82
vz. 5b, 680/82
vz. 8b, 684/82
vz. 8a, 683/82
PERLOVÁ DOLINA - pravá strana
vz. 1b, 673/82
Hrelikov potok, Hutný potok, Tokárska dolina - sútok s Perlovou dolinou, Perlova dolina - pravá strana
Útvar
ODDELENIE
Stupne
Palinomorfy
DEVON
vrchný
stredný
GIVET
EIFEL
spodný
EMS
SIEGEN
GEDIN
SILÚR
vrchný
LUDLOV
stredný
VENLOK
spodný
LANDOVER
ORDOVIK
vrchný
AŠGIL
KARADOK
stredný
LANDEIL
LANVIRN
spodný
ARENIG
TREMADOK
cf. Synsphaeridium tuberculatum Eisenack
Synsphaeridium cf. sorediforme Tim.
Cymatiosphaera cf. multisepta Eis.
Dictyopsophosphaera polygonia Tschibr.
Apiculatasporites cf. perpusillus Mc Gregor
Retusotriletes cf. incomptus Mc Gregor
Apiculiretusispora synorea Rich.-List.
cf. Emphanisporites minutus Allen
Retusotriletes sp. (Mc Gregor)
cf. Rugopsophosphaera (Tschibr.)
Dictyotriletes peculiaris Tschibr.
cf. Cymatiosphaera multisepta Eis.
Acanthotriletes parvispinosus Naum. var. rotundus
Apiculatasporites perpusillus Mc Gregor
Dictyotriletes peculiaris Tschibr.
cf. Synorisporites tripapillatus Rich.-List.
Lophosphaeridium papillatum (Stapl.) Downie
Baltisphaeridium cf. brevicilliatum Stapl.
Cymatiosphaera cf. nebulosa Deunff.
Brochopsophosphaera diligens var. parva Tschibr.
cf. Cymatiosphaera pavimenta Defl.
Dictyotriletes peculiaris Tschibr.
Apiculatasporites perpusillus Mc Gregor
cf. Camptotriletes dubius Mc Gregor
cf. Diboliosporites quebecensis Mc Gregor
Emphanisporites ? neglectus Vigran
cf. Apiculiretusispora cherata Rich.-List.
cf. Camptotriletes dubius Mc Gregor
cf. Synsphaeridium spinosum Moreau-Benoit
Synsphaeridium sorediforme Tim.
Brochopsophosphaera diligens Tschibr.
Punctatisporites solidus (Naum.)
Pterospermella onondagensis (Deunff)
Dictyopsophosphaera polygonia (Stapl.) Tschibr.
Apiculiretusispora cherata Rich.-List.
cf. Apiculiretusispora spicula Rich.-List.
Apiculiretusispora synorea Rich.-List.
cf. Streelispora granulata Rich.-List.
Perotriletes microbaculatus var microbaculatus Rich.-List.
Apiculiretusispora microconus Rich.-List.
Cingulizonates cuvillieri Moreau-Benoit
Emphanisporites annulatus Mc Gregor
cf Synorisporites tripapillatus Rich.-List.
cf Multiplicisphaeridium boracherosum (Cramer) Eis.
Apiculatasporites perpusillus (Naum) Mc Gregor
Apiculiretusispora cf. spicula Rich.-List.
Apiculiretusispora sp.C (Rich.-List.)
Diboliosporites cf quebecensis Mc Gregor
cf. Camptotriletes dubius Mc Gregor
Perotriletes microbaculatus var attenuatus Rich.-List.
Emphanisporites ? neglectus Vigran
Emphanisporites cf micrornatus Rich.-List.
Histogram pocetnosti palinomorf
8
9
9
34
40
45
20
15
15
5
5
4
4
4
4



Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

najmä v spodnom devóne. Z nich ide hlavne o *Apiculatasporites perpusillus* Mc Gregor a *Apiculiretusispora synorea* Rich.-List.

Z lyditov lokality Hrelikov potok, ako aj Úhorná—Kotlinec M. Papšíková (in M. Papšíková—P. Grecula 1983) uvádza podobnú asociáciu palinoflóry ako sme zistili my. Spoločnými druhmi sú *Dictyotriletes peculiaris* Tschibrikova, cf. *Emphanisporites minutus* Allen, *Retusotriletes* sp., *Cymatiosphaera* cf. *multisepta* Eisenack, *Synsphaeridium sorediforme* Timofeev. Na základe toho, že sa v lokalite objavili trilétne spóry charakteristické pre spodný devón a druhy akritarch vyskytujúce sa vo vrchnom silúre až spodnom devóne (*Veryhachium* cf. *josefae* Cramer) predpokladá autorka (l. c.), že vek lyditov v lokalite Hrelikov potok je vrchnosilúrsky — spodnodevónsky. Naše výsledky sa líšia od výsledkov M. Papšíkovej tým, že získané palinomorfy (hlavne zo vz. č. 2) sú relatívne lepšie zachované, nie sú tak silno grafitizované a tiež tým, že trilétne spóry s výskytom v spodnom devóne sú početnejšie (napr. druh *Apiculatasporites perpusillus* Mc Gregor v počte 7). Z našich doterajších výsledkov a ich korelácie s výsledkami M. Papšíkovej (in M. Papšíková—P. Grecula 1983) môžeme teda predpokladať, že vek lyditov z Hrelikovho potoka je už spodnodevónsky. Podľa histogramu početnosti palinomorf ich najvyššiu početnosť pozorujeme v spodnej časti spodného devónu — v gedine (počet 8) až siegene (počet 7).

6. Lokalita Hutný potok

Z profilu bolo palinologicky spracovaných 9 vzoriek, jednak zo slabopiesčitých, slabografitických fylitov (vz. č. 1, 3, 4a, 4b, 7, 8), jednak z tmavých lyditov (vz. č. 2, 6, 6b). Jedine vo vz. č. 6 — 555/81 boli ojedinele nájdené palinomorfy. Miesto jej odberu je vyznačené na obr. 3. Ostatné vzorky boli negatívne. V pozitívnej vzorke sú početnejšie malé apikulátne trilétne spóry a len ojedinele sa vyskytli akritarchy rodu *Cymatiosphaera* (druh *Cymatiosphaera* cf. *multisepta* Eisenack). Druhové zastúpenie trilétnych spór je podobné ako sme zistili v lyditoch z Hrelikovho potoka (vzorka č. 2). Sú to hlavne: *Apiculatasporites perpusillus* Mc Gregor a *Dictyotriletes peculiaris* Tschibrikova. Druh cf. *Synorisporites tripapillatus* Rich.-List sa podľa J. B. Richardsona—T. R. Listera (1969) vyskytuje v gedine až siegene.

7. Lokalita Tokárska dolina — sútok s Perlovou dolinou

Z profilu sútoku Tokárskej doliny s Perlovou bolo palinologicky spracovaných 10 vzoriek. Šesť vzoriek bolo odobraných z grafitických fylitov a štyri vzorky z tmavých lyditov. Na palinoflóru bolo pozitívnych 7 vzoriek, a to vz. č. 4, 5a, 5b, 7, 8a a vz. č. 1b. Palinomorfy získané z grafitických fylitov boli relatívne lepšie zachované a neboli také tmavé ako palinomorfy získané z lyditov. Ojedinelý výskyt palinomorf sme zaznamenali vo vz. č. 4, 5a, 5b, 7. Vo vz. č. 5a a 5b sme našli pomerne veľa štruktúrneho kerogénu a z palinomorf len akritarchy rodov *Lophosphaeridium, Baltisphaeridium, Cymatiosphaera* a *Bro-*

chopsophosphaera. Ich druhy, ako *Lophosphaeridium papillatum* (STAPL.). DOWNIE, *Cymatiosphaera pavimenta* DEFL. majú širšie stratigrafické rozpätie (viď príl. 2). Druhy *Synsphaeridium sorediforme* TIMOFEEV a cf. *Synsphaeridium spinosum* MOREAU-BENOIT nájdené vo vzorke č. 5b sa vyskytujú hlavne v silúre. Vo vz. č. 4, 1b, 7 8a sa vyskytujú hlavne trilétne spóry rodov *Apiculatasporites, Apiculiretusispora*, cf. *Synorisporites, Perotriletes, Camptotriletes* a cf. *Streelispora*. Najviac druhov uvedených rodov bolo možné určiť vo vzorkách č. 8a a 1b (Perlová dolina — pravá strana). V spomínaných vzorkách, ako vidíme z grafického vyhodnotenia, sa vyskytli druhy typické pre spodnú časť spodného devónu (gedin—siegen). Sú to hlavne: *Apiculiretusispora* cf. *spicula* RICH.-LIST., cf. *A. cherata* RICH.-LIST. a *Perotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* RICH.-LIST. Druh cf. *Synorisporites tripapillatus* RICH.-LIST. sa podľa J. B. RICHARDSONA—T. R. LISTERA (1969) vyskytuje v gedine. Okrem uvedených druhov vo vz. č. 8a a 1b nájdené druhy *Apiculiretusispora synorea* RICH.—LIST., *Streelispora granulata* RICH.—LIST. a *Apiculiretusispora* sp. (RICH.—LIST) sú rozšírené v ludlove až gedine.

Z krátkej palinologickej charakteristiky pozitívnych vzoriek skúmaného profilu vidíme, že určujúca pre vekové zaradenie grafitických fylitov a lyditov bola asociácia palinoflóry získaná zo vzoriek 1b a 8a. V týchto vzorkách sa početnejšie vyskytli trilétne spóry, ktorých druhy sú charakteristické pre gedin až siegen. Aj celkový histogram početnosti palinomorf vykazuje ich najväčšie rozšírenie v gedine až siegene (príl. 2).

Biostratigrafické zhodnotenie a korelácia

Pri biostratigrafickom vyhodnotení vzoriek skúmaných lokalít sme sa opierali jednak o doterajšie výsledky (O. ČORNÁ 1972, P. SNOPKOVÁ—L. SNOPKO 1979, P. SNOPKOVÁ—J. IVANIČKA 1981, P. SNOPKOVÁ 1980, J. ILAVSKÝ—G. KUPČO —P. SNOPKOVÁ 1985, M. PAPŠÍKOVÁ—P. GRECULA 1983, P. SNOPKOVÁ 1984a, 1984b), jednak o výsledky z literárnych údajov, najmä o výsledky zo silúru až spodného devónu Španielska (F. CRAMER 1964, 1970), Francúzska (A. MOREAU —BENOIT 1976, 1977, 1980, R. RAUCHER 1973), Anglicka (J. B. RICHARDSON —T. R. LISTER 1969, D. C. MC GREGOR 1973, 1977) a Sovietskeho zväzu (E. V. TSCHIBRIKOVA 1972). Na základe prác uvedených autorov boli korelované stratigrafické rozšírenia jednotlivých druhov palinomorf nájdených v pozitívnych vzorkách skúmaných lokalít.

Pozitívne vzorky získané z fylitov a lyditov súvrstvia Bystrého potoka (lokalita Bystrý potok, Košaliská, Kloptaň, Široká dolina) boli chudobné na palinomorfy. Nájdené druhy palinomorf (príl. 1) majú širšie stratigrafické rozpätie. Najviac druhov sa vyskytuje v silúre (*Synsphaeridium* cf. *sorediforme* TIM., *Dictyopsophosphaera* cf. *polygonia* TSCHIBR., *Synsphaeridium* cf. *tuberculatum* EIS., cf. *Micrhystridium eatonense* DOWNIE). Menej je druhov s užším stratigrafickým diapazónom, ktoré sú rozhodujúce pre stanovenie veku skúmaného súvrstvia. Z nich sú to: cf. *Multiplicisphaeridium asturiae* DOWNIE

(venlok—ludlov), *Apiculiretusispora* cf. *synorea* RICH.-LIST. (ludlov—gedin). Ďalej možno pozorovať už ojedinelý výskyt druhov trilétnych spór, ktoré sa začínajú objavovať v spodnom devóne (*Acanthotriletes parvispinosus* NAUM., var. *rotundus* TSCHIBR. a *Synorisporites* cf. *papillatus* RICH.-LIST. a pod.). Stratigraficky významné druhy sa vyskytli vo všetkých pozitívnych vzorkách skúmaných lokalít. Poukazujú na to, že lydity a fylity z lokality Bystrý potok, Košaliská, Kloptaň a Široká dolina sedimentovali v rovnakom časovom období, teda v silúre, bližšie vo vrchnom silúre (ludlov). Celkový histogram početnosti palinomorf poukazuje taktiež na ich najväčšiu početnosť vo vrchnom silúre (ludlov).

Chudobná asociácia palinomorf získaná z pozitívnych vzoriek skúmaných lokalít, najmä z lokality Bystrý potok, sa zhoduje s asociáciou palinomorf zistenou z lyditov lokality Gemerská Poloma — pomník letcov (západná časť gelnickej skupiny). Zhoduje sa s výskytom druhov rodov *Dictyopsophosphaera* (*D.* cf. *polygonia* TSCHIBR.), *Lophosphaeridium* (*L. papillatum*) STAPL. (DOWNIE) a *Cymatiosphaera* (*C.* cf. *nebulosa* DEUNFF.). Ďalej sa zhoduje s ojedinele objavenými druhmi trilétnych spór, z ktorých sú najvýznamnejšie *Acanthotriletes, Synorisporites* a zonotrilétne spóry. Vo vzorkách sa početnejšie vyskytujú akritarchy ako trilétne spóry.

V asociácii palinomorf získanej z pozitívnych vzoriek lokalít Hrelikov potok, Hutný potok, najmä však sútok Tokárskej doliny s Perlovou dolinou sú početnejšie trilétne spóry zo skupiny *Apiculati* s výskytom vrchný silúr — gedin, hlavne však spodný devón (príl. 2). Celkový histogram početnosti palinomorf poukazuje na ich najväčšie rozšírenie v gedine až siegene. Táto asociácia palinomorf, získaná zo vzoriek fylitov lokality Tokárska dolina — sútok s Perlovou dolinou, sa zhoduje s asociáciou získanou zo vzoriek vrtov Rb-1 a Rb-3, ako aj z profilu Smolník—Markscheidergrund a Smolník—Kotlinec (P. SNOPKOVÁ 1983, J. ILAVSKÝ—G. KUPČO—P. SNOPKOVÁ 1985). Zhodujú sa výskytom druhov rodov *Apiculiretusispora, Apiculatasporites, Dibolisporites, Perotriletes, Synorisporites,* cf. *Emphanisporites* a *Dictyotriletes.* Spoločné druhy, ako *Apiculiretusispora cherata* RICH.-LIST., *Apiculiretusispora* cf. *synorea* RICH.-LIST., *Perotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* RICH.-LIST. *Perotriletes microbaculatus* var. *attenuatus* RICH.-LIST. a pod. poukazujú na to, že fylity a tmavé lydity korelovaných lokalít sedimentovali v spodnom devóne, bližšie v spodnej časti spodného devónu (gedin—siegen).

Celkove môžeme povedať, že fylity a lydity z drnavského súvrstvia sa doteraz javia najnádejnejšie na zachovanie palinoflóry. Ďalej na základe doterajších palinologických výsledkov získaných z gelnickej skupiny môžeme sledovať bohatosť asociácií palinomorf, čo umožňuje porovnávať ich rozšírenie v priestore a riešiť aj závislosti na jednotlivých litofáciách gelnickej skupiny. Už z doterajších výsledkov štúdia počtového zastúpenia palinomorf môžeme konštatovať, že bohatšie asociácie, ako aj ich vyššia početnosť sa vyskytuje v profiloch západnej časti gelnickej skupiny, a to hlavne na lokalite Gemerská Poloma — Pomník letcov, kde sa okrem asociácie poukazujúcej na vrchnosilúrsky vek sedimentov vyskytovalo pomerne veľa starších preplavených

foriem. Druhým podobným úsekom je Smolník—Drnava, taktiež bohatší na palinomorfy.

Východná časť sa vyznačuje malým výskytom palinomorf a malou početnosťou druhov. Mnohé lokality, ako napr. Nižný Medzev, Hýľov a pod. boli už viackrát palinologicky spracované, vzorky však boli stále negatívne, aj keď sa podľa petrografického charakteru sedimentov zdali veľmi nádejné. Pre východnú časť gelnickej skupiny je ďalej charakteristické, že v sedimentoch sa často zachovali len úlomky palinomorf, prípadne neurčiteľný kerogén. V okolí Smolníka bola zreteľná aj zvýšená korózia, súvisiaca pravdepodobne s prostredím (synsedimentárne sulfidické zrudnenie).

Ak teda porovnávame kvantitatívne zastúpenie palinomorf v rámci spracovaných súvrství, t. j. vo vertikálnom smere, najbohatšie výskyty palinomorf sú v drnavskom súvrství. V podstatne menšej miere sú zastúpené v súvrství Bystrého potoka. Príčinou môže byť intenzívny vulkanizmus, ktorý mohol negatívne vplývať na výskyt a kvantitu palinomorf.

Záver

Vo východnej časti Slovenského rudohoria je gelnická skupina tvorená súvrstvím Bystrého potoka a drnavským súvrstvím. Obe súvrstvia reprezentujú stredný a vrchný litostratigrafický horizont gelnickej skupiny. Súvrstvie Bystrého potoka leží v normálnom stratigrafickom nadloží vlachovského súvrstvia a je preň typické, že práve v oblasti Bystrého potoka má mohutne vyvinutú bazálnu časť, tvorenú súborom epimetamorfovaných hrubozrnných a strednozrnných pieskovcových sedimentov. Tieto sú výrazne rytmicky zvrstvené, hrúbka a vnútorná stavba rytmov je odrazom faciálnych zmien, ktoré sa diali počas sedimentácie. Zjemňovanie fácií možno sledovať smerom na východ i na západ od tejto oblasti. Sedimentácia sa zjemňuje i smerom do nadložia a postupne nadobúda pieskovcovo-ílovcový až ílovcový vývoj, reprezentovaný komplexom drobnolaminovaných až nezvrstvených fylitov, zúčastňujúcich sa na stavbe vrchných častí súvrstvia. Charakteristická je pre ne prítomnosť metalyditov a kryštalických karbonátov vo forme tenkých polôh a šošoviek. Priestorová symetria rozloženia flyšových fácií bola však porušená produktmi acidného vulkanizmu, ktorý prebiehal počas sedimentácie. Samozrejme, bola tiež výrazne ovplyvnená neskoršími tektonickými procesmi.

Horninové komplexy gelnickej skupiny sú rozdelené výrazným smolníckym zlomovým systémom na dva tektonické bloky. Vo východnom bloku sa tiahne jeden fylitový pruh s lyditmi, ktorý patrí k najvyšším častiam súvrstvia Bystrého potoka (Kloptaň—Hrelikov potok), kým ostatné (smolnícky pruh—Mníšek —Prakovce, Perlova dolina—Kojšov) patria už k drnavskému súvrstviu, v ktorom vystupujú vo forme tenších i hrubších súborov, budujúcich tiež vrchné časti veľkých sedimentárnych rytmov. V rámci celého profilu drnavského súvrstvia možno pozorovať zjemňovanie detritického materiálu. Výsledky merania šikmého zvrstvenia ukazujú juhovýchodný smer hlavného prínosu

materiálu do panvy. Prevládajúci bol vulkanoklastický materiál, ktorý bol spolu s ostatným klastickým detritom formou sklzov a turbitidov premiestňovaný a ukladaný v sedimentačnom bazéne.

Z výsledkov palinologického výskumu vzoriek odobraných z východnej časti gelnickej skupiny vyplýva, že v nich bola nájdená chudobná asociácia palinomorf. Stratigrafické rozšírenie druhov a početnosť palinomorf z lokalít v súvrství Bystrého potoka poukazuje na jeho vrchnosilúrsky vek. Pozitívne vzorky z lokalít Hrelikov potok, Hutný potok a sútok Tokárskej doliny s Perlovou dolinou obsahujú spoločenstvo palinomorf, ktoré svedčí o spodnodevónskom veku drnavského súvrstvia. Histogram početnosti ukazuje ich najväčšie rozšírenie v spodnom devóne — v gedine až siegene.

Na základe doteraz získaných výsledkov môžeme konštatovať, že bohatšie asociácie palinomorf boli zistené v západnej časti gelnickej skupiny. Smerom na východ je výskyt pozitívych vzoriek menší, aj početnosť palinomorf je nižšia.

Literatúra

CRAMER, F. H. 1964: Microplankton from the paleozoic formation in the province of Leon, NW-Spain. — Leidse geol. Meded. 30, Leon, 253—361.

CRAMER, F. H. 1970: Distribution of selected silurian acritarchs. — Rev. esp. Micropaleont. Madrid, 203.

ČORNÁ, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spišsko-gemerskije Rudnyje gory). Slovakia, nižnyj paleozoj. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, Bratislava.

GREGOR MC, D. C. 1973: Lower and Middle Devonian Spores of Eastern Gaspé, Canada II. — Palaeontographica 142, 5—6, Abt. B, Stuttgart, 1—77.

GREGOR, MC, D. D. 1977: Lower and Middle Devonian Spores of Eastern Gaspé, Canada II. — Palaeontographica 163, 5—6, Abt. B. Stuttgart, 111—142.

ILAVSKÝ, J.—KUPČO, G.—SNOPKOVÁ, P. 1985: Lydity gelnickej skupiny okolia Smolníka (východná časť Slovenského rudohoria, Západné Karpaty). — Západ. Karpaty, Sér. min., petrogr., geoch., metal. 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—198.

IVANIČKA, J. 1976: Litofaciálne pomery a vnútorná stavba gelnickej série v strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria. — Kand. diz. práca, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANIČKA, J. 1984: Geologický a litologicko-petrografický výskum súvrstvia Bystrého potoka. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MOREAU-BENOIT, A. 1976: Les spores et débris vegetaux. — Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne 19, Rennes, 27—45.

MOREAU-BENOIT, A. 1977: Sur la decouverte de spores a Bodennee (Finistere Nord). — Bull. BRGM, Sect. 1, 1, 55—67.

MOREAU-BENOIT, A.1980: Les spores et débris vegetaux. — Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne 33, Rennes, 59—78.

PAPŠÍKOVÁ, M.—GRECULA, P.1983: Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít Hrelikov potok a Kotlinec, staršie paleozoikum gemerika. — Miner. slov. 15, 6, Bratislava, 551—559.

RAUCHER, R. 1973: Recherches micropaleontologiques et stratigraphiques dans l'ordovicien et le silurien en France. Etude des Acritarches, des Chitinozoaires et les Spores.—Sci. géol. Mém. 38, Strasbourg, 5—224.

RICHARDSON, J. B.—LISTER, T. R. 1969: Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the West Borderland and South Wales. — Palaeontology, 12, 2, London, 201—245.

SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série.—Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 7, Bratislava, 103—153.

SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A. 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. — Západ. Karpaty, Sér. Min. petrogr., geoch. metal. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—144.
SNOPKOVÁ, P. 1980: Palinologický výskum vzoriek z vybraných profilov gelnickej série — južná časť. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P. 1983: Palinologický výskum vzoriek na liste Rochovce. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P. 1984a: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov RB-3 a RB-1. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P. 1984b: Vplyv epimetamorfózy na zachovanie palinomorf v drnavskom súvrství gelnickej skupiny Spišsko-gemerského rudohoria. — Geol. Práce, Spr. 81, Bratislava, 35—45.
SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum). — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 5, Bratislava, 57—102.
SNOPKOVÁ, P.—IVANIČKA, J. 1981: Silúrsky vek fylitov z vrtu Stará Voda — SV-1 (Spišsko-gemerské rudohorie). — Geol. Práce, Spr. 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—26.
TSCHIBRIKOVA, E. V. 1972: Rastitelnyje mikrofosiliji južnogo Urala i Priuralja (iz silurskich i devonskich otloženij). — Nauka, Moskva, 3—220.

J. IVANIČKA—L. SNOPKO—P. SNOPKOVÁ

Results of biostratigraphical study in E part of Gelnica Group

Summary

In the eastern part of the Slovenské rudohorie Mts. the Gelnica Group consists of the Bystrý potok Formation and the Drnava Formation. Both formations represents the middle and upper lithostratigraphic levels of the Gelnica Group. The Bystrý potok Formation overlies the Vlachovo Formation and its thick basal part consists of epimetamorphosed coarse-grained and medium-grained sandstone sediments. They show a distinct rhythmical bedding. Thickness and fabric of rhythms reflect facies changes proceeding during sedimentation. Facies fining may be seen both W a E of this area. Sedimentation is also fining towards the overlier to become sandstone-claystone and claystone facies, represented by a complex of microlaminated to unstratified phyllites included in the structure of the upper parts of the formation. These are characterized by metalydites and crystalline carbonates in the form of thin layers and lenses.

Spatial symmetry of flysch facies distribution was disturbed by acid volcanism proceeding during sedimentation, and by tectonic processes.

The Smolník fault system divides rock complexes of the Gelnica Group into two tectonic blocks. In the eastern block is a phyllite belt with lydites. The belt belongs to top parts of the Bystrý potok Formation (Kloptaň—Hrelikov potok) whereas the others (Smolník belt — Mníšek—Prakovce, Perlová dolina—Kojšov) belong to the Drnava Formation. There they occur in the form of thinner and thicker complexes included also in top parts of large sedimentary rythms. Detrital material shows fining all over the Drnava Formation profile. Measurements of cross-bedding revealed SE transport of material into the basin. Dominant volcanoclastic material was together with other clastic detritus transported in the form of slumps and turbidites and deposited in the depositional basin.

Palynological examination of samples from the eastern part of the Gelnica Group revealed a poor palynomorph assemblage. Stratigraphical range of species and amount of palynomorphs from the Bystrý potok Formation are indicative of its Silurian age. Positive samples from the localities Hrelikov potok, Hutný potok and the junction of the Tokárska dolina and Perlova dolina valleys contain a palynomorph assemblage indicative of the Lower Devonian age of the Drnava Formation. The frequency histogram shows its greatest distribution in the Gedinian and Siegenian. The existing data show that richer palynomorph assemblages were in the western part of the Gelnica Group; the positive samples are less frequent and palynomorph amount lower in the east.

Explanations to Figures

Fig. 1 Geological map of the area between the Starohorská dolina valley and the Bystrý potok brook. Compiled by J. IVANIČKA 1984
1 — metalydites, 2 — crystalline limestones, 3 — cryptostratified graphite phyllites, 4 — microlaminated phyllites, 5 — metarhyolite tuffs and tuffites, 6 — quartz phyllites dominant over metasandstones, 7 — metasandstones dominant over quartz phyllites, 8 — metamorphosed quartz sandstones, 9 — faults, 10 — stratification, 11 — geological section, 12 — positive sample

Fig. 2 Geological map of the Bystrý potok Formation in the surroundings of Košaliská, Kloptaň, and Hrelikov potok brook. Compiled by J. IVANIČKA 1979
1 — metalydites, 2 — crystalline limestones, 3 — cryptostratified graphite phyllites, 4 — microlaminated phyllites, 5 — metarhyolite tuffites, 6 — metarhyolite tuffs, 7 quartz phyllites, 8 — metamorphosed quartz sandstones, 9 — faults, 10 — bedding, 11 — positive sample

Fig. 3 Geological map of Drnava Formation around Hutný potok and junction of Perlova dolina and Tokárska dolina valleys. Compiled by J. IVANIČKA 1984
1 — metalydites, 2 — cryptostratified graphite phyllites, 3 — microlaminated phyllites, 4 — metarhyolite tuffs and tuffites, 5 — metarhyolites, 6 — quartz phyllites dominant over metasandstones, 7 — metasandstones dominant over quartz phyllites, 8 — metamorphosed quartz sandstones, 9 — faults, 10 — bedding, 11 — positive sample

Explanations to Plates (XX—XXIII)

Pl. XX
Fig. 1 cf. *Cymatiosphaera*, sample 1, Romanova dolinka 1 km of Opátka, dark phyllites.
Fig. 2 cf. *Pterospermella onondagensis* (DEUNFF), sample 8a-683/82, localities Perlová and Tokárska dolina, graphite shales.
Fig. 3 *Pterospermella onondagensis* (DEUNFF), sample M4a/82-752/82, locality Košaliská, dark lydites.
Fig. 4, 6 *Lophosphaeridium* cf. *papillatum* STAPLIN, sample 5a-679/82, locality: junction of Tokárska and Perlová dolina valleys, lydites
Fig. 5 *Synsphaeridium* cf. *sorediforme* TIMOFEEV, sample 1—524/81, profile VIII, locality Bystrý potok, lydites
Fig. 7—8 *Apiculatasporites perpusillus* (NAUM.) MC GREGOR, sample 2—548/81, locality Hrelikov potok, lydites.
Fig. 9 *Synsphaeridium* cf. *spinosum* MOREAU-BENOIT, sample 5b-680/82, junction of Tokárska and Perlová dolina, lydites.
Fig. 10 *Synsphaeridium* cf. *sorediforme* TIM., sample 2—548/81, locality Hrelikov potok, lydites.
Fig. 11 cf. *Synorisporites tripapillatus* RICH.-LIST., sample M6b/82-729/82, locality Kloptaň, lydites.
Fig. 12 *Acanthotriletes* cf. *parvlspinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBR., sample 2—523/81, profile VII, N slope of Vtáči vrch hill, locality Bystrý potok.
Fig. 13 Undetermined form, sample 2—548/81, locality Hrelikov potok, lydites.
Fig. 14 cf. *Polyedrixium* (fragment) sample 2—548/51, locality Hrelikov potok, lydites.

Pl. XXI
Fig. 1 *Tasmanites* cf. *medius* EISENACK, sample 2—525/81, profile VIII, locality Bystrý potok, dark lydites.
Fig. 2 Undetermined form, sample 2—525/81, profile VIII, locality Bystrý potok, dark lydites.
Fig. 3 *Dibolisporites* cf. *quebecensis* MC. GREGOR (corrosion), sample 1b-673/82, Perlová dolina — right side, graphite shales.

Pl. XXII
Fig. 1 *Apiculiretusispora cherata* RICH.-LIST., sample 8a-683/82, locality: junction of Tokárska and Perlová dolina valleys, graphite shales.
Fig. 2 cf. *Emphanisporites*, sample M6b/82—729/82, locality Kloptaň, lydites.
Fig. 3 Kerogene, sample 1—524/81, profile VIII, locality Bystrý potok, lydites.
Fig. 4 cf. *Apiculiretusispora* sp. *C* (RICH.-LIST.), sample 1b-673/82, locality Perlová dolina — right side, graphite shales.

Fig. 5 cf. *Perotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* RICH.-LIST., sample 8a-683/82 locality: junction of valleys Tokárska and Perlová dolina, graphite shales.
Fig. 6 cf. *Samarisporites*, sample 8a-683/82, locality: junction of Tokárska and Perlová dolina, graphite shales.
Fig. 7 Kerogene, sample Š9/82—736/82, locality Široká dolina valley, lydites.

Pl. XXIII
Fig. 1—2 Tissue, sample 3, 549/81, sample 2, 548/81, locality Hrelikov potok, lydites.
Fig. 3 Spawn of algae, sample 3, 549/81, loc. Hrelikov potok, lydites.
Fig. 4 Tissue, sample 2, 548/81. locality Hrelikov potok, lydites.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám (XX—XXIII)

Tab. XX
Obr. 1 cf *Cymatiosphaera*, vz. č. 1, Romanova dolinka, 1 km od Opátky, tmavé fylity.
Obr. 2 cf. *Pterospermella onondagensis* (DEUNFF), vz. č. 8a — 683/82, lok. Perlová a Tokárska dolina, grafitické bridlice.
Obr. 3 *Pterospermella onondagensis* (DEUNFF), vz. č. M4a/82 — 725/82, lok. Košaliská, tmavé lydity.
Obr. 4, 6 *Lophosphaeridium* cf. *papillatum* STAPLIN, vz. č. 5a — 679/82, lok. sútok Tokárskej s Perlovou dolinou, lydity.
Obr. 5 *Synsphaeridium* cf. *sorediforme* TIMOFEEV, vz. č. 1 — 524/81, profil VIII, lok. Bystrý potok, lydity.
Obr. 7—8 *Apiculatasporites perpusillus* (NAUM.) MC GREGOR, vz. č. 2—548/81, lok. Hrelikov potok, lydity.
Obr. 9 *Synsphaeridium* cf. *spinosum* MOREAU-BENOIT, vz. č. 5b — 680/82, sútok Tokárskej s Perlovou dolinou, lydity.
Obr. 10 *Synsphaeridium* cf. *sorediforme* TIM., vz. č. 2 — 548/81, lok. Hrelikov potok, lydity.
Obr. 11 cf. *Synorisporites tripapillatus* RICH.-LIST., vz. č. M6b/82 — 729/82, lok. Kloptaň, lydity.
Obr. 12 *Acanthotriletes* cf. *parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBR., vz. č. 2 — 523/81, profil VII, sev. svah Vtáčieho vrchu, lok. Bystrý potok.
Obr. 13 Neurčená forma, vz. č. 2 — 548/81, lok. Hrelikov potok, lydity.
Obr. 14 cf. *Polyedrixium* (úlomok), vz. č. 2 — 548/81, lok. Hrelikov potok, lydity.

Tab. XXI
Obr. 1 *Tasmanites* cf. *medius* EISENACK, vz. č. 2 — 525/81, profil VIII, lok. Bystrý potok, tmavé lydity.
Obr. 2 Neurčená forma, vz. č 2 — 525/81, profil VIII, lok. Bystrý potok, tmavé lydity.
Obr. 3 *Dibolisporites* cf. *quebecensis* MC GREGOR (korózia), vz. č. 1b — 673/82, Perlová dolina — pravá strana, grafitické bridlice.

Tab. XXII
Obr. 1 *Apiculiretusispora cherata* RICH.-LIST., vz. č. 8a — 683/82, lok. sútok Tokárskej s Perlovou dolinou, grafitické bridlice.
Obr. 2 cf. *Emphanisporites*, vz. M6b/82 — 729/82, lok. Kloptaň, lydity.
Obr. 3 Kerogén, vz. 4. 1 — 524/81, profil VIII, lok. Bystrý potok, lydity.
Obr. 4 cf. *Apiculiretusispora* sp. *C* (RICH.-LIST.), vz. č. 1b — 673/82, lok. Perlová dolina — pravá strana, grafitické bridlice.
Obr. 5 cf. *Perotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* RICH.-LIST., vz. č. 8a — 683/82, lok. sútok Tokárskej s Perlovou dolinou, grafitické bridlice.
Obr. 6 cf. *Samarisporites*, vz. č. 8a — 683/82, lok. sútok Tokárskej s Perlovou dolinou, grafitické bridlice.
Obr. 7 Kerogén, vz. č. Š9/82 — 736/82, lok. Široká dolina, lydity.

Tab. XXIII
Obr. 1—2 Pletivo, vz. č. 3 — 549/81, vz. č. 2 — 548/81, lok. Hrelikov potok, lydity.
Obr. 3 Stielka rias, vz. č. 3 — 549/81, lok. Hrelikov potok, lydity.
Obr. 4 Pletivo, vz. č. 2 — 548/81, lok. Hrelikov potok. lydity.

Geologické práce, Správy 89, s. 137—158, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Štefan Méres—Dušan Hovorka

VÝZNAM GRANÁTOV PRE RIEŠENIE GENÉZY METAMORFOVANÝCH HORNÍN

3 obrázky v texte, 3 fotografické tabuľky (XXIV—XXVI), anglické a ruské resumé

Abstract. Basing on the results of own study and on published opinions the authors point out to the importance of garnets in the study of metamorphosed rocks origin. They emphasize the necessity of thorough microscopical study and significance of its results for the interpretation of analytical data. Characteristics of various types of garnet zoning and opinions about their genesis are presented. The authors also give examples of practical utilization of garnets properties in the study of thermodynamic conditions of the genesis of metamorphosed rocks.

Úvod

Granáty tvoria skupinu minerálov, ktoré sú vo väčšine metamorfovaných hornín zastúpené len v akcesorickom množstve. Napriek tomu však patria medzi minerály, ktoré sú stredobodom záujmu petrológov. Je to spôsobené ich vlastnosťami, ktoré je možné využiť pri riešení mnohých petrologických problémov. Na základe zloženia granátov, resp. paragenéz s granátmi sa napríklad rozlišujú fácie, subfácie a série metamorfózy. Veľký význam majú časové a priestorové vzťahy medzi granátovými porfyroblastmi a okolitými minerálnymi fázami, vzťahy medzi uzavreninami a štruktúrnymi prvkami horniny a i. Zdokonalením analytických metód, najmä využívaním elektrónového mikroanalyzátora v geológii, sa v posledných rokoch široko využívajú také vlastnosti granátov, ako sú napr. závislosť ich chemickej zonálnosti od metamorfných podmienok panujúcich počas ich blastézy, tepelná a tlaková podmienenosť distribúcie niektorých prvkov medzi granátmi a s nimi koexistujúcimi minerálmi a pod. Rekonštrukcia podmienok vzniku rôznych magmatických a metamorfných minerálnych asociácií na základe aplikácie termodynamických zákonov patrí medzi progresívne trendy petrológie.

RNDr. Š. Méres, Katedra geochémie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava.
Doc. RNDr. D. Hovorka, DrSc., Geologický ústav UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava.

Všeobecné vlastnosti granátov (optické a fyzikálne vlastnosti, chemické zloženie, paragenézy, v ktorých sa vyskytujú a pod.) opisujú podrobne vo svojich prácach F. HERITSCH 1926, H. WINCHELL 1958, W. A. DEER et al. 1962 N. V. SOBOLJEV 1964, K. NANDI 1967, G. MULLER—A. SCHNEIDER 1971, A. MIYASHIRO—F. SHIDO 1973. M. FLEISCHER et al. 1984 a ďalší. V tomto súbornom referáte sa snažíme poukázať na niektoré možnosti, ktoré pri riešení genézy metamorfovaných hornín poskytuje štúdium granátov.

Štruktúrne vzťahy

Je zrejmé, že granáty metamorfovaných hornín nemôžeme študovať izolovane ako samostatné minerálne fázy. Už pri mikroskopickom štúdiu je dôležité venovať pozornosť najmä časovým, priestorovým a chemickým vzťahom granátov k ostatným minerálnym fázam v hornine, ako aj časovým vzťahom medzi blastézou granátov a deformáciou horniny. Takto môžeme získať veľa cenných informácií, ktoré nám značne uľahčia interpretáciu analytických výsledkov. Vzhľadom na to, že granáty v metamorfovaných horninách tvoria často porfyroblasty a často tiež obsahujú rôzne typy nejednotne usporiadaných uzavrenín, sú vhodným objektom na štúdium týchto vzťahov. Pri sledovaní spomenutých vzťahov možno akceptovať všeobecne platné kritériá pre porfyroblasty.

Určenie časových vzťahov medzi rastom porfyroblastov a deformáciou je možné na základe porovnania vnútornej stavby S_i ($S_{internal}$) v porfyroblastoch a stavby minerálnych fáz v okolitej hornine S_e ($S_{external}$). Určenie týchto vzťahov nie je vždy jednoznačné. Doteraz bolo rôznymi autormi navrhnutých veľa mechanizmov na vysvetlenie rôznych typov týchto vzťahov (H. J. ZWART 1960, 1962, J. G. RAMSAY 1962, A. SPRY 1963, F. COX 1969, C. SCHONEVELD 1977, N. O. OLESEN 1978, R. M. VERNON 1978 a i.). Všeobecne sa usudzuje, že bridličnatosť je vo väčšine hornín plochou odlučnosti, plochou sploštenia alebo plochou mikrozvrásnenia. Blastéza metamorfných minerálov môže prebiehať pred, počas, alebo následne po deformácii horniny v závislosti od zmeny tepelného režimu. Z toho dôvodu možno odlíšiť:

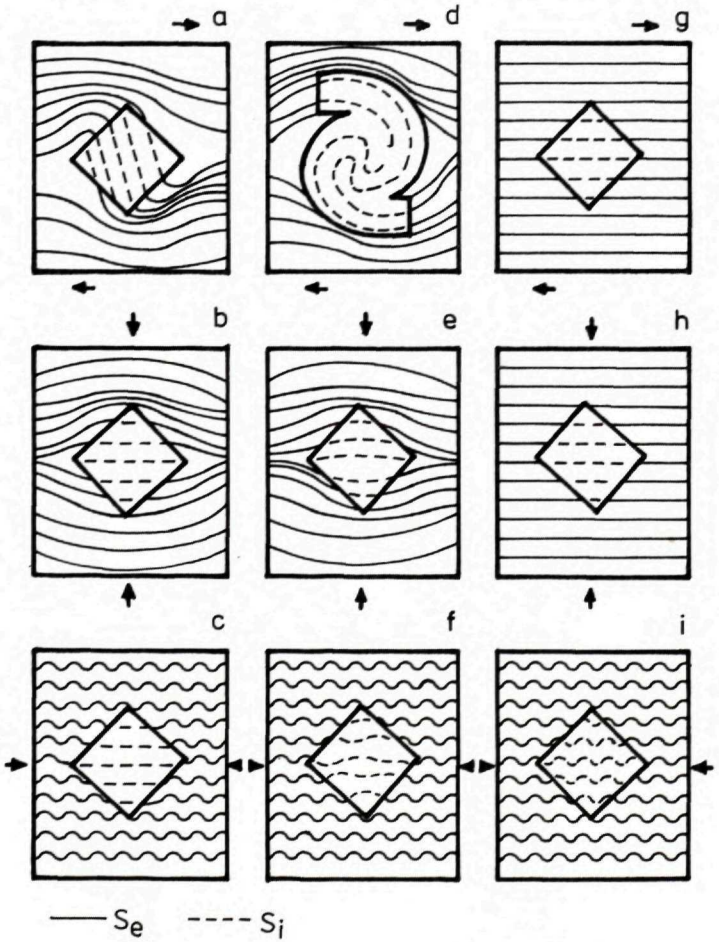
1. pretektonickú (prekinematickú) kryštalizáciu, pre ktorú je charakteristická následná mechanická deformácia už vykryštalizovaných minerálnych fáz (Tab. XXIV, obr. 1):
2. syntektonickú (synkinematickú) kryštalizáciu, ktorá prebieha synchrónne s deformáciou horniny a sú pre ňu typické rotované porfyroblasty (snowball) napr. granátov, albitov a i.
3. posttektonickú (postkinematickú) kryštalizáciu, ktorá časovo nasleduje po deformácii horniny.

Súborný prehľad základných kritérií pre všetky vekové vzťahy medzi rastom porfyroblastov a deformáciou horniny podal nedávno R. H. VERNON (1978). Schematicky výstižne znázornil deväť základných typov týchto vzťahov H. J. ZWART (1962, obr. 1).

Pre pretektonické porfyroblasty je charakteristický pretiahnutý tvar v smere

S_e; môžu, no nemusia mať znaky vnútornej rekryštalizácie. Niektoré z nich sa vyznačujú mikrobudinážou, pričom medzipriestory budín sú „vyhojené" minerálmi matrixu. Koncentrická zonálnosť porfyroblastov je často preseknutá novovzniknutým obmedzením porfyroblastu ako dôsledku tlakového rozpúšťania po jeho blastéze; S_i je v mnohých porfyroblastoch toho istého výbrusu vzájomne paralelná, ale kosá k orientácii S_e (obr. 1a).

Pre syntektonické porfyroblasty sú charakteristické také znaky ako mikrobudináž v porfyroblastoch, S_i je sigmoidálne zvlnená a pokračuje do S_e (obr. 1d), S_i je pokračovaním S_e, pričom S_i je progresívne stále viac deformovaná smerom k rohom porfyroblastu (obr. 1e). S_i sa vyznačuje progresívne



Obr. 1 Schematické znázornenie 9 typov štruktúrnych vzťahov porfyroblast: matrix v metamorfovaných horninách. Kryštalizácia: a, b, c — prekinematická; d, e, f — synkinematická; g, h, i — postkinematická (H. J. Zwart 1962, vysvetlenie v texte)

intenzívnejším zvrásnením smerom k okrajom porfyroblastov, pričom S_e je zvrásnená ešte intenzívnejšie (obr. 1f).

Posttektonické porfyroblasty sú typické tým, že v nich uzavretá S_i pokračuje do S_e, pričom môže byť buď paralelná (obr. 1g, h), alebo zvrásnená (obr. 1i). V poslednom prípade je amplitúda vrás a ich šírka pre S_i a S_e identická. Posttektonické porfyroblasty sú vo vzťahu k S_e orientované rôznymi smermi, S_e okolo porfyroblastov nie je deformovaná a porfyroblasty nie sú ovplyvnené žiadnou deformáciou, ktorá by mala nejaký vzťah k S_e. Posttektonické porfyroblasty obsahujú niekedy sféricky usporiadané uzavreniny tabuľkovitých kryštálov.

Tvorba priestoru pri raste porfyroblastov je z hľadiska granátov veľmi aktuálny problém. Všeobecne sa pre metamorfované horniny prijímajú dva spôsoby tvorby priestoru pri raste porfyroblastov:

1. chemické nahradzovanie
2. konkrecionálny rast.

Pri chemickom nahradzovaní je priestor vytvorený nahradením objemu objemom, pričom možno predpokladať, že kryštál rástol bez mechanického ovplyvnenia horniny. Pri konkrecionálnom raste začína kryštál rásť z jedného miesta, do ktorého sú „dodávané" všetky potrebné prvky, pričom dochádza k odtláčaniu okolitej minerálnej asociácie. Týmto sa už existujúca bridličnatosť porušuje a dochádza k jej zakriveniu („obtekaniu") okolo porfyroblastov. Kombinácia týchto dvoch spôsobov je podľa H. RAMBERGA (1952) najpravdepodobnejšia cesta tvorby priestoru pri raste kryštálov. H. J. ZWART (1962) zasa na základe štúdia niekoľko tisíc porfyroblastov rôznych minerálov dospel k záveru, že chemické nahradzovanie je asi jediný spôsob, ktorým vznikajú minerály metamorfovaných hornín. Deformáciu („obtekanie") bridličnatosti okolo porfyroblastov, opisovanú v minulosti ako dôsledok kryštalizačnej sily minerálu, účinkom ktorej roztláča pôvodnú bridličnatosť (Tab. XXIV-2, táto interpretácia v najšej literatúre prevláda), vysvetľuje H. J. ZWART (l. c.) ako výsledok sploštenia, ktoré časovo nasledovalo až po blastéze minerálu. Pre riešenie tejto problematiky je dôležitá geometria S_i. Ak S_i a S_e sú pretiahnuté v jednom smere, pričom S_e je deformovaná okolo porfyroblastu, vtedy deformácia S_e prebehla po blastéze porfyroblastu. V prípade, že S_i je smerom k okraju porfyroblastu viac zakrivená, je porfyroblast buď syntektonický, alebo môže byť posttektonický, pričom pri svojej blastéze S_e odtlačil nabok.

Vzťah granátov k minerálom matrixu

Neodmysliteľnou súčasťou chronologickej analýzy niektorých, napr. polymetamorfovaných komplexov je určenie jednej prípadne viacerých minerálnych asociácií v hornine, alebo v skupine hornín. Vylúčime tým možnosť nesprávneho porovnávania minerálov patriacich do rôznych asociácií, čo je veľmi dôležité pri riešení podmienok vzniku minerálnych asociácií s granátom pomocou

termodynamických zákonov. Podrobné kritériá pre kompatibilné minerálne asociácie (minerály ktorých vznikli súčasne) a inkompatibilné minerálne asociácie (minerály ktorých vznikli vo viacerých časových intervaloch) podrobne rozvádza R. M. VERNON (1977).

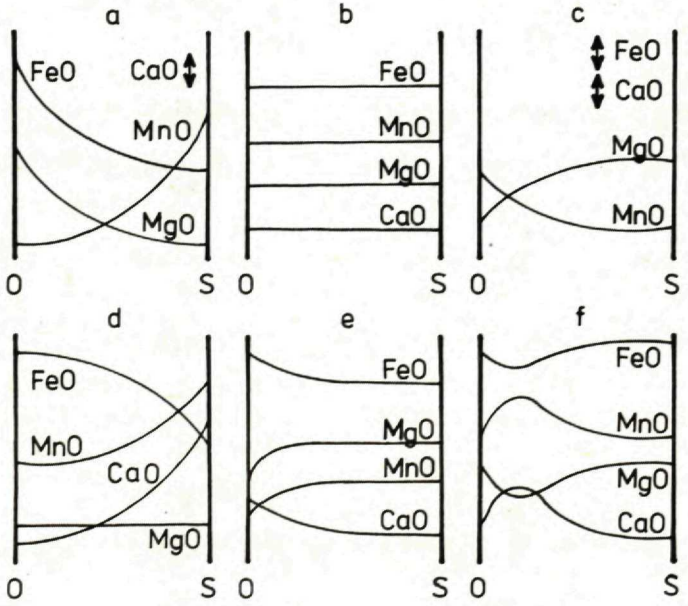
Pre kompatibilné minerálne asociácie je charakteristické, že sa v nich všetky minerály navzájom dotýkajú a nepozorovať ich vzájomné nahradzovanie sa (Tab. XXV-1). Zrná minerálov a inklúzie majú tvary, ktoré poukazujú na minimum povrchovej voľnej energie. Minerály takýchto asociácií sa vyskytujú v podobe vermikulárnych prerastaní (symplektity), ktoré sú chápané ako dôsledok súčasného rastu. Toto kritérium má však ohraničenú platnosť, nakoľko niektoré kryštalograficky kontrolované zrasty môžu predstavovať výsledok odmiešania (exolúcie) jedného minerálu z druhého alebo súčasné nahradzovanie jedného minerálu iným. Okraje rôznych zonálnych kryštálov toho istého minerálu na kontakte s iným minerálom majú to isté chemické zloženie. Centrá týchto kryštálov nemusia byť v rovnováhe s okolitými minerálmi alebo môžu byť v rovnováhe s centrami zonálnych kryštálov iných minerálov, ktoré vznikli v skorších etapách metamorfnej histórie horniny. Distribúcia prvkov v kompatibilných minerálnych asociáciách medzi určitým párom minerálov (napr. granátom a biotitom) je podobná v rôznych priestorových častiach diskutovanej horniny. Výsledky termometrov z rôznych častí horniny v týchto asociáciách poukazujú na zhodné teploty.

Na určenie inkompatibilných minerálnych asociácií môže slúžiť absencia kritérií uvedených v predošlom texte. Všeobecne pre ne platí, že nová minerálna asociácia má jasné mikroštruktúrne znaky nahradzovania zŕn starej asociácie, a to najmä ak sa novotvorené minerály vyskytujú prednostne pozdĺž plôch kliváže na trhlinách minerálov starej asociácie a keď sú zachované čiastočné pseudomorfózy (Tab. XXV-2). Toto je možné najlepšie aplikovať na retrográdnu asociáciu, keď napr. minerálna asociácia, ktorá vznikla pri vysokom stupni metamorfózy (obyčajne s minimálnou energiou plôch zŕn) je čiastočne nahradená nízkometamorfnou minerálnou asociáciou alebo minerálnou asociáciou s vyšším obsahom minerálov s hydroxylovou skupinou. Táto nová generácia býva obyčajne jemnozrnnejšia (napr. chlorit po granáte). Stará minerálna asociácia má mikroštruktúrne znaky silnej deformácie a čiastočnej rekryštalizácie. Mladšia asociácia je spravidla situovaná v jemnozrnnejších rekryštalizovaných plochách výbrusu, najmä ak podmieňuje novú foliáciu a lineáciu. Toto kritérium je aplikovateľné najmä pre mylonitové a iné deformačné zóny, ktoré prekonali retrográdnu metamorfózu. Mladšia minerálna asociácia môže byť dedukčne určená tiež z experimentu alebo z termodynamických výpočtov, ktoré poukazujú na jej vznik v odlišných termodynamických podmienkach ako vznikla stará asociácia.

Zonálnosť granátov

Typickou vlastnosťou granátov je ich zonálnosť, ktorá môže byť textúrna, optická alebo chemická. Textúrna zonálnosť je spôsobená rôzne usporiadanými

inklúziami v granátoch (Tab. XXVI, obr. 1, 2). Niektoré možnosti jej využitia na riešenie genézy granátov a hornín, ktoré ich obsahujú, boli spomenuté v predošlom texte. Optická zonálnosť sa prejavuje buď rôznou farbou centrálnych a okrajových častí granátov ako dôsledku odlišného zastúpenia jednotlivých členov granátovej skupiny v týchto častiach, alebo sa môže prejavovať striedaním izotropných a anizotropných zón v rámci jedného kryštálu granátu. Izotropné zóny obyčajne reprezentujú extrémne čisté koncové členy granátov a anizotropné zóny zodpovedajú prechodným členom, prípadne členom, ktoré vykazujú slabé prejavy anizotropie (spessartín, andradit, grossulár, uvarovit). Textúrnu a optickú zonálnosť môžeme pozorovať už pri mikroskopickom štúdiu. Najčastejšie sa vyskytujúcou zonálnosťou v granátoch je chemická zonálnosť, ktorá sa prejavuje odlišným kvantitatívnym zastúpením prvkov v rôznych častiach kryštálu granátu. Textúrna a optická zonálnosť sa obyčajne vyskytujú spolu s chemickou zonálnosťou (často vzájomne korelujú, J. C. Olimpio—D. E. Anderson 1978). Chemická zonálnosť sa vyskytuje aj v granátoch, ktoré sa pri mikroskopickom štúdiu javia ako homogénne (kryptická zonálnosť).



Obr. 2 Schematické znázornenie rôznych typov chemickej zonálnosti granátov: a — priamy typ; a —b — evolúcia priameho typu od nízkych teplôt (a) k vysokým (b): c — obrátený typ; d — progresívny zložitý triviálny typ; e — regresívny zložitý triviálny typ; f — polymetamorfný zložitý netriviálny typ (O. V. Avčenko 1982 — upravené, vysvetlené v texte). O = okraj zrna. S = stred zrna granátu

Zo spomenutých zonálností našla pri riešení petrologických otázok najširšie uplatnenie chemická zonálnosť, v rámci ktorej sa obyčajne vyčleňujú tri typy (B. HARTE—K. J. HENLY 1966, M. KUNO—Y. KURODA 1973, O. V. AVČENKO et al. 1980, O. V. AVČENKO 1982 a i.):

1. priamy typ (normálna)
2. obrátený typ (inverzná)
3. zložitý typ (komplexná).

Uvedené typy chemickej zonálnosti granátov sa rozlišujú na základe charakteru zmeny koncentrácie prvkov (najmä Mn a Mg) od stredu granátu k jeho okraju (alebo opačne), prípadne na základe rýchlosti zmeny koncentrácie prvkov, vyjadrenej gradientom koncentrácie (O. V. AVČENKO 1982).

V priamom type chemickej zonálnosti granátov obsahy FeO a MgO od stredu kryštálu k okraju vzrastajú a obsah MnO klesá pri narastaní horečnatosti (MgO/MgO + FeO + MnO). Gradient koncentrácie všetkých prvkov sa od stredu k okraju mení monotónne, gradient koncentrácie MnO, a často aj CaO sa postupne znižuje (obr. 2).

V obrátenom type chemickej zonálnosti granátov vzrastá obsah MnO od stredu granátu k okraju a obsah MgO a horečnatosť klesajú. Gradient koncentrácie všetkých prvkov dosahuje v stredných zónach granátu hodnoty blízke nulovým a smerom k okraju sa prudko mení. Obsahy FeO v obrátenom type a CaO v obrátenom a priamom type sa môžu meniť rôzne (obr. 2c).

Zložitý typ chemickej zonálnosti granátov zahrňuje ostatné typy, ktoré nie sú obsiahnuté v predošlých. Gradient koncentrácie jednotlivých prvkov sa môže meniť rôzne (obr. 2d, e, f).

O. V. AVČENKO et al. (1980) rozlišujú nízkoteplotnú a vysokoteplotnú chemickú zonálnosť granátov. Do prvej zaraďujú zonálne granáty, ktoré vznikli v metamorfitoch pri teplote nižšej ako 650 °C a do druhej zonálne granáty s teplotou vzniku vyššou ako 650 °C (teplota 650 °C zodpovedá približne oblasti stability rovnováhy asociácie Sil + Qtz + Or + Ms[x] pri tlaku 4—6 . 10^8 Pa). Podľa uvedených autorov je nízkoteplotná chemická zonálnosť granátov charakteristická pre slabo a stredne metamorfované komplexy, pričom je reprezentovaná priamym typom zonálnosti a prejavuje sa najmä v stredoch granátov. Vysokoteplotná chemická zonálnosť granátov je reprezentovaná obráteným a zložitým typom zonálnosti a prejavuje sa najmä na okrajoch kryštálov, jadro býva často nezonálne. Mnohé vysokoteplotné granáty bývajú nezonálne (obr. 2b).

Na vznik zonálnych granátov má vplyv viacero faktorov. Medzi najvýznamnejšie patrí chemické zloženie materských hornín, zmena fyzikálnych a chemických podmienok počas ich blastézy, minerálna asociácia, v ktorej sa nachádzajú a uplatnenie sa princípu frakcionácie alebo difúzie pri ich vzniku. Všeobecne sa usudzuje, že minerálne asociácie so zonálnymi minerálmi vznikajú v dôsledku toho, že chemické reakcie nedosiahnu rovnovážny stav či už vo

[x]) skratky minerálov D. HOVORKA—J. SPIŠIAK (1984)

vzťahu určitého minerálu ku svojmu okoliu, alebo v rámci jednotlivých zón jedného minerálu. Chemická zonálnosť môže mať izochemický (T, P ≠ konšt.) alebo metasomatický pôvod (T, P = konšt.), ich odlíšenie nie je jednoduché. O. V. AVČENKO (1982) na ich odlíšenie uvádza napr. kritérium založené na charaktere zmien MnO a MgO v zonálnych granátoch. Spojité zmeny koncentrácie týchto prvkov (pri absencii vlastných Fe a Mn minerálov) dokazujú podľa uvedeného autora účasť metasomatických procesov pri vzniku zonálnosti. Iným kritériom na ich odlíšenie môže byť napr. zonálne rozdelenie prvkov v dvoch alebo viacerých mineráloch. Ak koncentrácia určitého prvku bude súčasne vzrastať alebo klesať vo všetkých mineráloch, ktoré ho obsahujú, svedčí to o účasti metasomatických reakcií.

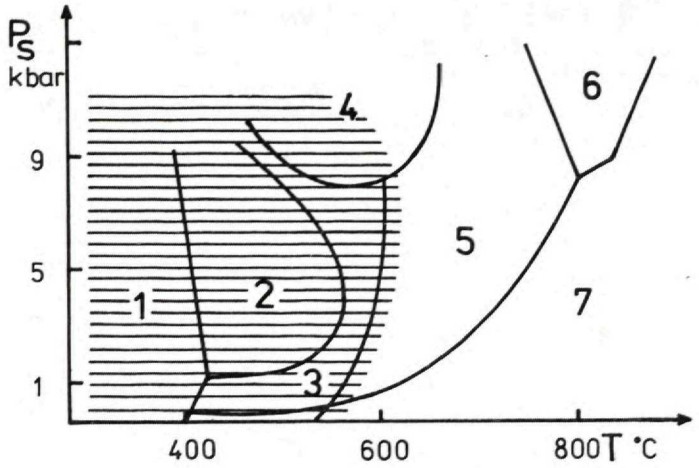
V súčasnosti sa pri vysvetľovaní vzniku chemicky zonálnych granátov najčastejšie aplikujú dva typy fyzikálno-chemických modelov:

1. frakcionačné modely (L. S. HOLLISTER 1966, M. P. ATHERTON 1968 a iní),
2. difúzne modely (D. E. ANDERSON—J. C. OLIMPIO 1977, B. W. D. YARDLEY 1977 a iní).

Pri vysvetlení vzniku priameho typu chemickej zonálnosti na základe Rayleighovho frakcionačného princípu sa predpokladá, že počas blastézy kryštálu dochádza v dôsledku jeho veľkej manganofilnosti v porovnaní s inými minerálmi k ochudobneniu prostredia obklopujúceho daný kryštál o MnO. Proces spôsobuje postupný pokles obsahu MnO v neskoršie blastujúcich zónach. Tento pokles sa kompenzuje zvýšeným obsahom FeO a MgO. Vznik priameho typu chemickej zonálnosti týmto spôsobom môže podľa niektorých autorov (L. S. HOLLISTER 1966, J. GANGULY 1976) prebiehať v izotermických podmienkach. Z toho vyplýva, že takto vysvetlený vznik priameho typu chemickej zonálnosti nemôže byť príznakom progresívnych reakcií.

Druhý spôsob, ktorým sa vysvetľuje vznik priameho typu chemickej zonálnosti, je založený na predpoklade, že vzrast intenzity metamorfózy (najmä vzrast teploty) je príčinou progresívnych metamorfných reakcií. Uvedený typ zonálnosti vzniká v dôsledku nízkych hodnôt koeficientov difúzie pri nízkych teplotách. Výsledkom je, že sa okrajové zóny granátov nedostanú do rovnováhy s ich centrálnymi časťami. So vzrastom teploty počas metamorfózy vzrastá rýchlosť difúzie prvkov, čo vedie k vymiznutiu zonálnosti vzniknutej v nízkoteplotných štádiách metamorfózy. Týmto sa vysvetľuje absencia priameho typu chemickej zonálnosti v silnometamorfovaných komplexoch pozorovaná najmä autormi D. E. ANDERSONOM—J. C. OLIMPIOM (1977), G. J. WOODSWORTHOM (1977) a inými. Z uvedeného vyplýva, že priamy typ chemickej zonálnosti granátov vznikol v procesoch progresívnej metamorfózy a vyskytuje sa v nízkoteplotných a strednoteplotných metamorfovaných komplexoch (obr. 3), v rozmedzí teplôt 300—650 °C. Znamená to, že amfibolitová fácia je posledná, v ktorej sa ešte vyskytuje (O. V. AVČENKO 1982).

Obrátený typ chemickej zonálnosti granátov je typický pre amfibolitovú a granulitovú fáciu. Podľa O. V. AVČENKA (1982) je najrozšírenejší v rozmedzí teplôt 600—700 °C, no môže sa vyskytovať aj pri teplotách nižších. Na vznik tohto typu zonálnosti granátov sú rôzne názory. Niektorí autori (R. KRETZ 1973, S. BANNO—S. CHII 1978 a iní) ho vysvetľujú ako dôsledok nerovnovážnej



Obr. 3 Rozšírenie priameho typu chemickej zonálnosti granátov v metamorfných fáciách. Fácie metapelitov: 1 — zelených bridlíc, 2 — staurolitová, 3 — biotitovo-muskovitovo-rulová, 4 — mastencovo-kyanitová, 5 — kyanitovo (sillimanit)-biotitovo-ortoklasová, 6 — hypersténovo-sillimanitová, 7 — granátovo-cordieritovo-ortoklasová (O. V. AVČENKO 1982)

kryštalizácie. Takéto vysvetlenie vzniku obráteného typu chemickej zonálnosti granátov je podmienené existenciou gradientov koncentrácie prvkov aj v mineráloch, ktoré sú zdrojom príslušných prvkov potrebných pre blastézu granátov. Nakoľko však chemická zonálnosť v týchto mineráloch nebola dostatočne vierohodne dokázaná pri teplotách podstatne nižších ako 600—700 °C, pri týchto teplotách je málo pravdepodobná. Z uvedeného vyplýva, že vznik obráteného typu chemickej zonálnosti je treba spájať s druhým cyklom progresívnej metamorfózy, ktorá prebehla pri podstatne nižšej teplote ako prvá etapa blastézy minerálov (W. M. EDMUNDS—M. P. ATHERTON 1971, M. KUNO —Y. KURODA 1973), alebo s retrográdnym štádiom metamorfózy nasledujúcim za progresívnym štádiom (J. A. GRANT—P. W. WEIBLEN 1971).

Zložitý typ chemickej zonálnosti granátov zahrňuje ostatné typy, ktoré neboli spomínané v predošlom. O. V. AVČENKO (1982) v rámci neho vyčleňuje triviálny a netriviálny typ. Triviálny typ zložitej chemickej zonálnosti granátov má rovnakú zmenu gradientov koncentrácie ako priamy alebo obrátený typ, s tým rozdielom, že dochádza k zmene v kvantitatívnom zastúpení iných prvkov od centra k okraju (obr. 2d, e). Pri netriviálnej zložitej chemickej zonálnosti dochádza k zmene znaku gradientu koncentrácie ktoréhokoľvek prvku, napr. vzrast obsahu prvku smerom od stredu k okraju granátu sa môže náhle zameniť jeho poklesom alebo naopak (obr. 2f). Vznik triviálneho typu zložitej chemickej zonálnosti granátov môže byť v podstate podobný ako vznik priameho a obráteného typu, možné sú však aj iné spôsoby, napr. vplyvom metasomatózy. Vznik netriviálnej zložitej zonálnosti granátov možno podľa O. V. AVČENKA (1982) vysvetliť 3 spôsobmi: a) polymetamorfózou, b) metasoma-

tózou, c) jednoaktovou metamorfózou. Prvý spôsob predpokladá náhlu zmenu fyzikálnych podmienok metamorfózy. Horniny, ktoré boli najprv metamorfované za vysokých termodynamických podmienok, môžu byť následne metamorfované pri nízkych teplotných podmienkach. V takomto prípade môžu vznikať granáty, v centrách ktorých bude vysokoteplotná zonálnosť a v okrajových častiach nízkoteplotná zonálnosť, napr. priama. V prípade keď podmienky amfibolitovej fácie metamorfózy sú zamenené podmienkami fácie zelených bridlíc, môže na okrajoch granátov dorásť úzka zóna s obráteným typom chemickej zonálnosti. Druhý spôsob vzniku netriviálnej zložitej chemickej zonálnosti predpokladá zmenu v zložení granátov v dôsledku ich reakcie s fluidami určitého zloženia. Tretí spôsob vzniku tejto zonálnosti predpokladá postupné vstupovanie nových minerálov do reakcie vzniku granátov, ktoré do zloženia neskoršie blastujúcich zón granátu dodávajú iné prvky alebo ich iné kvantitatívne pomery ako predošlé minerály.

Na základe termodynamickej analýzy chemickej zonálnosti granátov uvádza O. V. Avčenko (1982) 9 rôznych kombinácií charakteru zmeny P_s a zmeny T, ktoré zodpovedajú príslušným typom chemickej zonálnosti granátov vyjadrených v ΔX_{Mg}^{Gar} a ΔX_{Ca}^{Gar} (tab. 1). V prípade, že máme k dispozícii údaje potrebné na výpočet ΔX príslušných prvkov v granáte, môžeme na základe tabuľky 1 dedukovať genézu chemickej zonálnosti granátov. Ak od centra granátu k jeho okraju vzrastá horečnatosť ($+\Delta X_{Mg}^{Gar}$) a klesá vápenatosť ($-\Delta X_{Ca}^{Gar}$), zodpovedá to priamemu typu zonálnosti. Z tabuľky 1 vyplýva, že táto možnosť môže nastať v 3 prípadoch, uvedených pod číslami 1, 3, 4 (ak neuvažujeme o prítomnosti metasomatických procesov; v tab. pod číslom 2). Vo všetkých 3 prípadoch vzrastá teplota ($+\Delta T$), z čoho vyplýva progresívna

Tabuľka 1 Závislosť zmeny ΔX_{Ca}^{Gar} a ΔX_{Mg}^{Gar} od charakteru zmeny ΔT a ΔPs v najčastejších typoch chemickej zonálnosti granátov (O. V. Avčenko 1982).

Č.	ΔT	ΔP	ΔX_{Ca}^{Gar}	ΔX_{Mg}^{Gar}	Typ zonálnosti	
					priamy	obrátený
1	+	+	+, −, konšt.,	+	+	
2	konšt.	konšt.	+, −, konšt.,	+, −, konšt.,		
3	+	−	−,	+, −, konšt.,	+	
4	+	konšt.	−	+	+	
5	−	+	+	+, −, konšt.,		+
6	−	−	+, −, konšt.,	−		+
7	−	konšt.	+	−		+
8	konšt.	−	−	−		
9	konšt.	+	+	+		

Poznámka: Pod číslami 1, 3, 4 je znázornená zmena príslušných parametrov pri progresívnom charaktere metamorfózy, pod číslami 5, 6, 7, 8, 9 pri regresívnom a pod číslom 2 pri metasomatickom procese (popis v texte).

genéza tejto zonálnosti. Charakter zmeny tlaku v tomto prípade nemožno jednoznačne určiť, nakoľko je pri každom jednotlivom prípade iný. Ak od centra granátu k okraju klesá horečnatosť ($-\Delta X_{Mg}^{Gar}$) a vzrastá vápenatosť ($+\Delta X_{Ca}^{Gar}$), čo často pozorujeme v obrátenom type chemickej zonálnosti, z tabuľky vyplýva, že takéto možnosti môžu nastať v prípadoch uvedených pod číslami 5, 6, 7. Vo všetkých uvedených prípadoch teplota klesá ($-\Delta T$), z čoho vyplýva regresívna genéza tohto typu chemickej zonálnosti. Podobným spôsobom v prípade $+\Delta X_{Ca}^{GAR}$ a $+\Delta X_{Mg}^{Gar}$ zistíme $+\Delta P_s$. V takomto prípade je stanovenie charakteru zmeny teploty problematické. Vzhľadom na to, že evolúcia metamorfózy pri zvýšení tlaku a poklese teploty je nepravdepodobná, môžeme aj v tomto prípade predpokladať, že vzrastala aj teplota, a tak môžeme uvažovať o progresívnej genéze tohto prípadu chemickej zonálnosti.

Postavenie granátov pri riešení termodynamických podmienok vzniku metamorfovaných hornín

Veľké množstvo existujúcich údajov o termodynamických vlastnostiach minerálov a ich asociácií podmieňuje uplatňovanie termodynamických prepočtov v petrológii. Najčastejšie sa využívajú pri stanovení teplôt a tlakov pri vzniku magmatických a metamorfných minerálnych asociácií pomocou geotermometrov a geobarometrov. V súčasnosti je známy ich veľký počet. Sú definované na základe rôznych princípov, ako napr. na stabilite indexových minerálov v určitých termodynamických podmienkach, na stanovení bodu homogenizácie v plynno-kvapalných uzavreninách, charaktere distribúcie stabilných izotopov medzi niektorými minerálnymi fázami a pod.

V metamorfnej petrológii našli najširšie uplatnenie geotermometre a geobarometre založené na termodynamických zákonitostiach distribúcie niektorých prvkov medzi minerálnymi fázami. Ako indikátory teploty sú najvhodnejšie rovnováhy s veľkým tepelným efektom, čo môžeme schematicky znázorniť:

$$\left(\frac{\delta \ln K}{\delta P}\right)_T \gg \left(\frac{\delta \ln K}{\delta T}\right)_P$$

a ako indikátory tlaku rovnováhy s veľkým objemovým efektom

$$\left(\frac{\delta \ln K}{\delta T}\right)_P \gg \left(\frac{\delta \ln K}{\delta P}\right)_T$$

Podrobnejšie sa teoretickými a experimentálnymi princípmi odvodenia geotermometrov a geobarometrov zaoberajú vo svojich prácach viacerí autori B. J. Wood—D. G. Fraser 1977, P. Henderson 1982, L. L. Perčuk et al. 1983 a iní).

K rovnováham, ktoré prakticky závisia iba od teploty, patrí aj rovnovážna reakcia medzi granátom a biotitom

$$Bt_{Mg} + Gar_{Fe} = Bt_{Fe} + Gar_{Mg}$$

Vzhľadom na to, že sa uvedený minerálny pár vyskytuje veľmi často v metamorfovaných horninách, bol už v minulosti študovaný mnohými autormi ako potenciálny geotermometer (R. KRETZ 1959, R. F. MUELLER 1961, M. J. FROST 1962, L. L. PERČUK 1967, S. K. SAXENA 1969, A. B. THOMPSON 1976 a iní). Originálnu kalibráciu teoreticky odvodeného granátovo-biotitového termometra urobili D. S. GOLDMAN—A. L. ALBEE (1977) na základe izotopového termometra založeného na tepelnej závislosti distribúcie izotopov ^{18}O a ^{16}O medzi magnetitom a kremeňom z hornín s granátovo-biotitovou paragenézou. J. M. FERRY—F. S. SPEAR (1978) porovnaním výsledkov svojich experimentálnych štúdií s výsledkami štúdia prírodných materiálov zistili, že rovnica

$$12\,454 - 4{,}462\,T\,(°K) + 0{,}057\,P\,(bar) + 3RT\ln K = O,$$

kde $K = \dfrac{(Mg/Fe)^{Gar}}{(Mg/Fe)^{Bt}}$ (v hmotnostných alebo atómových %)

môže byť za určitých podmienok vhodným termometrom.

Granátovo-biotitový termometer, ktorý odvodil teoreticky L. L. PERČUK (1967), L. L. PERCHUK (1977), má pre strednoteplotné a nízkoteplotné (350—650 °C) paragenézy tvar

$$t_{°C} = \frac{3\,650}{\ln K_D + 2{,}57} - 273,$$

kde

$$K_D = \left(\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}}\right)^{Bt} \cdot \left(\frac{1 - X_{Mg}}{X_{Mg}}\right)^{Gar}$$

a

$$X_{Mg} = Mg/Fe + Mg + Mn.$$

Vzájomná závislosť medzi distribučným koeficientom K_D a teplotou, zistená rôznymi autormi (L. L. PERČUK 1967, L. L. PERCHUK 1977, A. B. THOMPSON 1976, D. S. GOLDMAN—A. L. ALBEE 1977, J. M. FERRY—F. S. SPEAR 1978) sa odlišovala najmä vo vysokoteplotnej oblasti (nad 600 °C). Teoretickou a experimentálnou kalibráciou granátovo-biotitového termometra vo vysokoteplotnej oblasti (575—900 °C) upresnili I. V. LAVRENŤJEVA—L. L. PERČUK (1981a, in L. L. PERČUK et al. 1983) predošlé výsledky a uvádzajú termometer vo forme

$$t_{°C} = \frac{3\,947{,}5}{\ln K_D + 2{,}868} - 273$$

Ďalším geotermometrom, ktorý našiel široké uplatnenie, je cordieritovo-granátový termometer (L. PERČUK 1968, K. L. CURRIE 1971, B. J. HENSEN—D. H. GREEN 1971, A. B. THOMPSON 1976, I. V. LAVRENŤJEVA—L. L. PERČUK 1981b, L. L. PERČUK et al. 1983 a iní), ktorého forma, odvodená L. L. PERČUKOM a I. V. LAVRENŤJEVOU (1981b) je

$$t_{°C} = \frac{10^3}{0{,}41155 + 0{,}31985 \ln K_D} - 273$$

kde

$$K_D = \left(\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}}\right)^{Crd} \cdot \left(\frac{1 - X_{Mg}}{X_{Mg}}\right)^{Gar}$$

Granátovo-staurolitový termometer (L. L. PERČUK 1969, V. V. FEĎKIN et al. 1983) nebol kalibrovaný experimentálne. Na základe biotitovo-granátového termometra z paragenézy so staurolitom bola získaná závislosť teploty od K_D v páre staurolit—granát vyjadrená rovnicou

$$t_{°C} = \frac{3543{,}6}{\ln K_D + 3{,}878} - 273$$

Z ďalších termometrov, v ktorých našli uplatnenie granáty, možno spomenúť ešte amfibolovo-granátový termometer (L. L. PERČUK 1966, 1967) a granátovo-klinopyroxénový termometer (S. BANNO—Y. MATSUI 1965, S. K. SAXENA 1968, L. L. PERCHUK 1968, Y. OKA—T. MATSUMOTO 1974, D. J. ELLIS—D. M. GREEN 1979 a iní).

Vzhľadom na to, že termodynamika jednotlivých minerálov, ktoré sa využívajú pri termometroch, nie je ešte dostatočne detailne spracovaná a je predmetom sústavného experimentálneho štúdia, nové verzie termometrov sú stále spresňované na základe nových poznatkov. Zohľadňujú sa v nich rôzne faktory, ktoré majú vplyv na K_D, a tým aj na výslednú teplotu, získanú príslušným termometrom. Takýmito faktormi sú napríklad zvýšené obsahy Ca a Mn v granátoch, intenzívny prejav izomorfnej zámeny niektorých katiónov v granátoch, obsahy Ti, Cl a F v biotitoch a pod. Na vplyv týchto faktorov poukázalo mnoho autorov a v prácach niektorých z posledných rokov sa postupne objavujú korekcie v termometroch, ktoré ich zohľadňujú (R. KRETZ 1959, M. J. FROST 1962, S. K. SAXENA 1969, J. M. FERRY—F. S. SPEAR 1978, S. R. BOHLEN—E. J. ESSENE 1980, R. JA. BELEVCEV et al. 1981, L. L. PERČUK 1981, L. L. PERČUK—L. JA. ARANOVIČ 1984 a iní).

Ako geologické barometre sa využívajú také minerálne paragenézy, v ktorých je distribučný koeficient medzi určitými minerálnymi fázami závislý od tlaku.

Granátovo-plagioklasová rovnováha (v prítomnosti Al_2SiO_5 a SiO_2), ktorú môžeme znázorniť rovnicou

$$Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2Al_2SiO_5 + SiO_2 = 3CaAl_2Si_2O_8$$

bola ako potenciálny barometer študovaná viacerými autormi (L. L. PERČUK 1968, 1970; E. D. GHENT 1976, L. JA. ARANOVIČ—K. K. PODLESSKIJ 1980, R. C. NEWTON—H. T. HASELTON 1981, E. D. GHENT et al. 1982, L. JA. ARANOVIČ—K. K. PODLESSKIJ in L. L. PERČUK et al. 1983 a iní). L. JA. ARANOVIČ—K. K. PODLESSKIJ (in L. L. PERČUK et al. 1983) na základe novších poznatkov upresnili svoju pôvodnú verziu granátovo-plagioklasového barometra (L. JA. ARANOVIČ—K. K. PODLESSKIJ 1980) a vyjadrili ho rovnicou

$$P(10^5 Pa) = \{A + BT + 24{,}939T[\ln X_{an}^{Plg} + 2\ln(1 + X_{an}^{Plg}) - \ln X_{grs}^{Gar}] + 3(1 - X_{an}^{Plg})^2(8577 + 39\,293X_{an}^{Plg}) - 3[(23\,864 - 5{,}196T)X_{prp}^{Gar} \cdot (1 - X_{grs}^{Gar}) + (10\,058 + 1{,}079T)X_{grs}^{Gar} \cdot (2 - X_{grs}^{Gar})]\}/[C - 19{,}106(0{,}2 - X_{grs}^{Gar})^2],$$

kde koeficienty A, B, C zodpovedajú rôznym modifikáciam Al_2SiO_5:

Modifikácia Al_2SiO_5	A	B	C
Ky	48 569	−176,728	−6,306
Sil	34 792	−152,559	−5,146
And	39 536	−157,111	−4,820

a $X_{an}^{Plg} = Ca/(Ca + Na + K)$; $X_{grs}^{Gar} = Ca/(Ca + Fe^{2+} + Mg + Mn)$; $X_{prp}^{Gar} = Mg/(Mg + Fe + Mn + Ca)$.

Divariantnú rovnováhu Crd = Gar + Sil + Qtz, ktorej krajné časti môžeme vyjadriť rovnicami rozkladu Crd_{Mg} a Crd_{Fe}

$$3Mg_2Al_4Si_5O_{18} = 2Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 4Al_2SiO_5 + 5SiO_2$$
$$3Fe_2Al_4Si_5O_{18} = 2Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 4Al_2SiO_5 + 5SiO_2$$

využili niektorí autori (B. J. Hensen 1971, 1977, B. J. Hensen—D. M. Green 1973, M. J. Holdaway—S. M. Lee 1977, J. Martignole—J. C. Sisi 1981, S. W. Lonker 1981 a iní) ako základ na odvodenie granátovo-cordieritového barometra pre minerálnu asociáciu Gar + Crd + Sil + Qtz. Podrobné odvodenie tohto geobarometra podávajú L. J. Aranovič—K. K. Podlesskij (in L. L. Perčuk et al. 1983) a vyjadrujú ho rovnicou

$$P = T(13{,}174 - 4{,}312\ln K_{Mg}) - 2463{,}3\ bar$$

kde $K_{Mg} = X_{Mg}^{Crd}/X_{Mg}^{Gar}$; a T vypočítame pomocou granátovo-cordieritového termometra uvedeného v predošlom texte.

Pre paragenézu Bt + Gar + Ms + Sil + Qtz vyjadruje L. L. Perčuk (1973, 1977) rovnicu pre výpočet tlaku vo forme

$$P = 11{,}43 - 6{,}41\ln(N_{Mg}^{Bt}/N_{Mg}^{Gar}) + 0{,}092(N_{Mn}^{Gar} - 3{,}5)\ kbar,$$

kde N_i^M predstavuje mólové percentá prvku i v mineráli M.

Bolo by možné vymenovať ďalšie minerálne asociácie s granátom, ktoré svojimi termodynamickými parametrami môžu slúžiť ako geobarometre. Prevažná väčšina z nich je však v súčasnosti spracovaná iba teoreticky a ich experimentálna kalibrácia chýba. Prehľad týchto asociácií podáva E. J. Essene (1982).

Záver

V predošlom sme uviedli niektoré aspekty štúdia granátov, ktoré môžu do značnej miery prispieť k riešeniu genézy metamorfovaných hornín. Niektoré

vlastnosti granátov je možné využiť aj pri riešení genézy magmatických a sedimentárnych hornín. Ako vyplýva z uvedeného prehľadu, komplexnosť štúdia granátov je z hľadiska správnej interpretácie nevyhnutnou podmienkou. Vzhľadom na to, že niektoré minerálne páry a asociácie s granátom sú stabilné v širokom rozmedzí termodynamických podmienok, je nevyhnutnou podmienkou aj definovanie celých minerálnych asociácií študovaných hornín.

Pri vysvetľovaní niektorých vlastností granátov je ešte pomerne dosť nejasností a názory niektorých autorov si často protirečia. Napriek tomu považujeme ich detailné štúdium a snahu o interpretáciu výsledkov na základe súčasných poznatkov za progresívny trend v petrológii, čo potvrdzuje aj široký celosvetový záujem o túto problematiku.

I keď detailné štúdium granátov poskytuje veľmi cenné informácie, musíme konštatovať, že sa v danej problematike pri riešení genézy hornín Západných Karpát v porovnaní s inými regiónmi urobilo doteraz pomerne málo. Z autorov, ktorí sa z rôzneho hľadiska a v rôznych typoch hornín zaoberajú štúdiom granátov, možno spomenúť S. VRÁNU (1964, 1980), E. ŠAMAJOVÚ (1966, 1972), Š. DÁVIDOVÚ (1968), R. BROUSSEA et al. (1972), E. FEDIUKOVÚ (1975), E. FEDIUKOVÚ et al. (1976), D. HOVORKU—E. FEDIUKOVÚ (1977), K. JAKABSKÚ —G. TIMČÁKA (1978), J. GBELSKÉHO (1980), D. HOVORKU—J. SPIŠIAKA (1980, 1981), B. CAMBELA et al. (1981), M. DYDU (1980a, b, 1981), M. ŠÍMOVÚ— E. ŠAMAJOVÚ (1981), J. GREGUŠA (1982), D. HOVORKU—P. FEJDIHO (1983), J. SPIŠIAKA—D. HOVORKU (1984), L. L. PERČUKA et al. (1984), S. P. KORIKOVSKÉHO et al. (1985, 1986), A. VOZÁROVÚ—J. KRIŠTÍNA (1985) a iných. Posúdením možností, ktoré poskytuje súčasná úroveň všeobecných poznatkov o granátoch, prichádzame k záveru, že nakoľko sa minerálne asociácie s granátmi vyskytujú v mnohých typoch hornín Západných Karpát a na pomerne značnej rozlohe, sú v ich detailnom štúdiu značné rezervy. Intenzívnejšie štúdium vlastností granátov a minerálnych asociácií s granátmi by rozhodne posunulo vpred naše poznatky o horninách Západných Karpát.

Od zadania rukopisu tejto práce do tlače (I/1986) bolo publikovaných v zahraničnej a našej literatúre veľa prác, zaoberajúcich sa touto problematikou. Z oblasti Západných Karpát sú to najmä práce S. W. FARYADA (1986), D. HOVORKU—J. SPIŠIAKA (1986), D. HOVORKU et al. (1987), S. P. KORIKOVSKÉHO et al. (1987), E. KRISTA—J. VÍDENSKÉHO (1987), M. JANÁKA et al. (1988), E. KRISTA et al. (1988) a Š. MÉRESA—D. HOVORKU (1989). Výsledky týchto prác prehlbujú poznatky o kryštaliniku Západných Karpát a posúvajú ich na vyššiu kvalitatívnu úroveň.

Literatúra

ANDERSON, D. E.—OLIMPIO, J. C. 1977: Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion. — Canad. Mineralogist, 15, 2, Ottawa, 205—216.

ARANOVIČ, L. JA.—PODLESSKIJ, K. K. 1980: Granat-plagioklazovij geobarometr. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 251, 5, Moskva, 1216—1219.

ARANOVIČ, J. JA.—PODLESSKIJ, K. K. 1981: Eksperimentaľnoe izučenie ravnovesija granat + sillimanit + kvarc = kordierit. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 259, 6, Moskva, 1440—1443.

ATHERTON, M. P. 1968: The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. — Contr. Mineral. Petrology, 18, 4, Berlin—New York, 347—371.

AVČENKO, O. V. 1982: Petrogenetičeskaja informativnosť granatov metamorfičeskich porod. — Izdat. Nauka, Moskva, 1—104.

AVČENKO, O. V.—DERBENKO, I. M.—ČUBAROV, V. M. 1980: O zonaľnosti granatov. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 11, Moskva, 72—80.

BANNO, S.—MATSUI, Y. 1965: Eclogite types and partitioning of Mg, Fe, and Mn between clinopyroxene and garnet. — Japan Acad. Proc., 41, 716—721.

BANNO, S.—CHII, S. 1978: A model to explain the Mn enrichment in the rim of zoned garnet. — Geochem. J., 12, 4, 253—259.

BELEVCEV, R. JA.—DUDKO, V. S.—SLIPČENKO, B. V. 1981: Vlijanie Mn i Ca v granate na jego ravnovesie s granatom. — Mineral. Ž., 2, Kijev, 90—97.

BOHLEN, S. R.—ESSENE, E. J. 1980: Evaluation of coexisting garnet-biotite, garnet-clinopyroxene, and other thermometers in Adirondack granulites. — Geol. Soc. Amer. Bull., 91, New York, 685—719.

BROUSSE, R.—BIZOUARD, H.—ŠALÁT, J. 1972: Grenats des andésites et des rhyolites de la Slovaquie: Origine des grenats dans les séries andésitiques. — Contr. Mineral. Petrology, 35, 3, Berlin-New York, 201—213.

CAMBEL, B.—DYDA, M.—SPIŠIAK, J. 1981: Thermodynamic measurements of origin of minerals in metamorphites in the area of crystalline of Malé Karpaty Mts. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 6, Bratislava, 745—765.

COX, F. 1969: Inclusions in garnet: discussion and suggested mechanism of growth for syntectonic garnets. — Geol. Mag. 106, Cambridge, 57—62.

CURRIE, K. L. 1971: The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. — Contr. Mineral. Petrology, 33, Berlin—New York, 215—226.

DÁVIDOVÁ, Š. 1968: Granáty z pegmatitov Malých Karpát. — Acta geol. geogr., Univ. Comen., Geol. 13, Bratislava, 117—128.

DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J. 1962: Rock-forming minerals. — Vol. 1: Ortho- and Ring Silicates. — New York, 333.

DYDA, M. 1980a: Physical properties and temperatures of crystallization of coexisting garnets and biotites from paragneisses of the Little Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1—2, Bratislava, 201—213.

DYDA, M. 1980b: Metamorphic grade and packing index in garnets. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 3, Bratislava, 359—374.

DYDA, M. 1981: Metamorphic grade and packing index of coexisting biotites and garnets from the Malé Karpaty Mts. metapelitic rocks. — Geol. Zbor., Geol. carpath., 32, 2, Bratislava, 269—286.

EDMUNDS, W. M.—ATHERTON, M. P. 1971: Polymetamorphic evolution of garnets in the Fanad aureole, Donegal, Eire. — Lithos, 4, Oslo, 148—161.

ELLIS, D. J.—GREEN, D. H. 1979: An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene exchange equilibria. — Contr. Mineral. Petrology, 71, Berlin—New York, 13—22.

ESSENE, E. J. 1982: Geologic thermometry and barometry. — Miner. Soc. of Amer., Rev. in Mineralogy, 10, Washington, 153—206.

FEDIUKOVÁ, E. 1975: Garnets from neovolcanics in Slovakia. — Krystalinikum, 11, Praha, 53—62.
FEDIUKOVÁ, E.—HOVORKA, D.—GREGUŠ, J. 1976: Compositional zoning of andradite from serpentinite at Dobšiná (West Carpathians). — Věst. Ústř. Úst. geol., 51, Praha, 339—345.
FEĎKIN, V. V.—GIRNIS, A. V.—JAKOVLEVA, L. JU. 1983: Termodynamičeskije uslovija obrazovanija drevnejšich metamorfičeskich tolšč Severnogo Pamira. — Očerki fiz.—chim. petrologii, Vyp. XI.
FERRY, J. M.—SPEAR, F. S. 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. — Contr. Mineral. Petrology, 66, 2, Berlin—New York, 113—117.
FLEISCHER, M.—WILCOX, R. E.—MATZKO, J. J. 1984: Microscopic determination of the nonopaque minerals. — Geol. Surv. Bull., 1627, Washington, 453.
FROST, M. J. 1962: Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-horblende. — Geol. Mag., 99, Cambridge, 427—438.
GANGULY, J. 1976: The energetics of natural garnet solid solution. II. Mixing of the calcium silicate end-members. — Ibid., 55, J, 81—90.
GBELSKÝ, J. 1980: Composition of the main morphological types of garnets from pegmatites of the Malé Karpaty Mts. (The West Carpathians). — Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1—2, Bratislava.
GHENT, E. D. 1976: Plagioclase — garnet — Al_2SiO_5 — quartz: A potential geobarometer-geothermometer. — Amer. Mineralogist, 61, Washington, 710—714.
GHENT, E. D.—KNITTER, C. C.—RAESIDE, R. P.—STOUT, M. Z. 1982: Geothermometry and geobarometry of pelitic rocks, upper kyanite and sillimanite zones, Mica Creek area, British Columbia. — Canad. Mineralogist, 20, 3, Ottawa, 295—305.
GOLDMAN, D. S.—ALBEE, A. L. 1977: Corelation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $^{18}O/^{16}O$ partitioning between quartz and magnetite. — Amer. J. Sci., 277, 6, New Haven, 750—767.
GRANT J. A.—WEIBLEN, P. W. 1971: Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograde. — Amer. J. Sci., 270, 4, New Haven, 281—296.
GREGUŠ, J. 1982: Compositional zoning of garnets from the Veporide crystalline rocks. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 2, Bratislava, 192—210.
HARTE, B—HENLY, K. J. 1966: Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks. — Nature, 210, 5037, London, 689—692.
HENDERSON, P. 1982: Inorganic geochemistry. — London, 340.
HENSEN, B. J. 1971: Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO —FeO—Al_2O_3—SiO_2. — Contr. Mineral. Petrology, 33, 3, Berlin—New York, 191—214.
HENSEN, B. J. 1977: Cordierite-garnet bearing assemblages as geothermometers and barometers in granulite facies terranes. — Tectonophysics, 43, Amsterdam, 73—88.
HENSEN, B. J.—GREEN, D. H. 1971: Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. Composition with excess aluminosilicate. — Contr. Mineral. Petrology, 33, 4, Berlin—New York, 309—330.
HENSEN, B. J.— GREEN, D. H. 1973: Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. — Contr. Mineral. Petrology, 38, Berlin —New York, 151—166.
HERITSCH, F. 1926: Studien über den Chemismus der Granaten. — Neu Jb. Mineral. Abh., 55, Stuttgart, 60.
HOLDAWAY, M. J.—LEE, S. M. 1977: Fe—Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. — Contr. Mineral. Petrology, 63, Berlin —New York, 175—193.
HOLLISTER, L. S. 1966: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. — Science, 154, Washington, 1647—1651.
HOVORKA, D—FEDIUKOVÁ, E. 1977: Garnets from serpentinites and rodingites in the Western Carpathian Mesozoic complexes. — Proc. XI. congr. Carp. — Balcan Geol. Assoc., Kijev, 188 —189.
HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J. 1980: Granáty a amfiboly metabazitov oblasti Rudnian. — Miner. slov., 12, 3, Spišská Nová Ves, 274.
HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 40, Bratislava, 61—78.

HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J. 1984: Návrh skratiek minerálov. — Miner. slov., 16, 6, Spišská Nová Ves, 583—587.

HOVORKA, D.—FEJDI, P. 1983: Garnets of Peraluminous Granites of the Suchý and the Malá Magura Mts. (the Western Carpathians) — Their Origin and Petrological Significance. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 1, Bratislava, 103—115.

JAKABSKÁ, K.—TIMČÁK, G. 1978: The determination of garnet content of rocks by different methods. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 1, Bratislava, 161—166.

KORIKOVSKIJ, S. P.—CAMBEL, B.—BORONICHIN, V. A.—PUTIŠ, M.—MIKLÓŠ, J. 1985: Fazovyje rovnovesija i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug Modranskogo granitnogo massiva (Malyje Karpaty). — Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 1, Bratislava, 51—74.

KORIKOVSKIJ, S. P.—JANÁK, M.—BORONICHIN, V. A. 1986: Geotermometria i izmenenie mineraľnych ravnovesij pri perekrystalizacii granat-sľudjannych slancev v kordieritovyje rogoviki v oreole rochovskich granitov (slovackoje rudogorje, rajon ss. Rochovce—Chyžné. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, Bratislava, 607—633.

KRETZ, R. 1959: Chemical study of garnet, biotite, and horblende from gneisses of S. W. Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. — J. Geol., 67, Chicago, 371—402.

KRETZ, R. 1964: Analysis of equilibrium in garnet — biotite — sillimanite gneisses from Quebec, — J. Petrology, 5, Oxford, 1—20.

KRETZ, R. 1973: Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. — Canad. Mineralogist, 12, Ottawa, 1—20.

KUNO, M.—KURODA, Y. 1973: On the chemistry on coexisting garnet and biotite in pelitic-psammitic metamorphic rocks, central Abukuma. — J. Geol. Soc. Jap., 79, 9, Tokyo, 621—641.

LAVRENŤJEVA, I. V.—PERČUK, L. L. 1981a: Fazovoje sootvetstvije v sisteme biotit-granat: eksperimentaľnyje dannyje. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 260, 3, Moskva, 731—734.

LAVRENŤJEVA, I. V.—PERČUK, L. L. 1981b: Kordierit-granatovij termometr. — Dokl. Akad. Nauk SSR, 259, 3, Moskva, 697—700.

LONKER, S. W. 1981: The P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-guartz equilibrium. — Am. J. Sci., 281, New Haven, 1056—1090.

MARTIGNOLE, J.—SISI, J. C. 1981: Cordierite-garnet—H_2O equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. — Contr. Mineral. Petrology, 77, Berlin—New York, 38—46.

MIYASHIRO, A.—SHIDO, F. 1973: Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. — Lithos, 6, Oslo, 13—20.

MUELLER, R. F. 1961: Analysis of relations among Mg, Fe, Mn in certain metamorphic minerals. — Geochim, cosmochim. Acta, 25, Oxford, 267—296.

MÜLLER, G.—SCHNEIDER, A. 1971: Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. — Contr. Mineral. Petrology, 31, Berlin—New York, 178—200.

NANDI, K. 1967: Garnets as indices of progressive regional metamorphism. — Mineral. Mag. 36, London, 89—93.

NEWTON, R. C.—HASELTON, H. T. 1981: Thermodynamics of the garnet-plagioclasse-Al_2SiO_5—quartz geobarometer. — In NEWTON, R. C. — NAVROTSKY, A.—WOOD, B. J., Eds. — Thermodynamics of Minerals and Melts, Springer-Verlag, New York, 129—145.

OKA, Y.—MATSUMOTO, T. 1974: Study on the compositional depedence of the apparent partition coefficient of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene solid solutions. — Contr. Mineral. Petrology, 48, Berlin—New York, 115—121.

OLESEN, N. O. 1978: Distinguishing between inter-kinematic and synkinematic porphyroblastesis. — Geol. Rdsch., 67, Stuttgart, 278—287.

OLIMPIO, J. C.—ANDERSON, D. E. 1978: The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets South Morar, Scotland. — Amer. Mineralogist, 63, Washington, 677—689.

PERČUK, L. L. 1966: Zavisimosť koefficienta raspredelenija kalcija meždu sosuščestvujuščimi amfibolami i plagioklazami ot temperatury. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 169, 6, Moskva, 1436—1438.

PERČUK, L. L. 1967: Biotit-granatovyj geotermometr. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 177, 2, Moskva, 411—414.
PERČUK, L. L. 1968: Ravnovesje biotita s granatom v metamorfičeskich porodach. V kn.: Teoretičeskije i eksperimentalnyje issledovanija mineralnych ravnovesij. — Nauka, Moskva, 3—36.
PERČUK L. L. 1969: Staurolit-granatovoj termometr. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 186, 6, Moskva, 1405—1407.
PERČUK, L. L. 1970: Ravnovesja porodoobrazujuščich mineralov. — Nedra, Moskva, 390.
PERČUK, L. L. 1971: Mineralnyje ravnovesja i problemy termo- i barometrii. — Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., 100, 1, 3—19.
PERČUK, L. L. 1973: Termodynamičeskij režim glubinnogo petrogenezisa. — Nauka, Moskva, 316.
PERČUK, L. L. 1981: Korrekcija biotit-granatovogo termometra dlja slučaja Mn = Mg + Fe izomorfizma v granate. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 256, 2, Moskva, 441—442.
PERČUK, L. L.—LAVRENŤJEVA, I. V.—ARANOVIČ, L. JA.—PODLESSKIJ, K. K. 1983: Biotit-granat-kordieritovyje ravnovesja i evolucija metamorfizma. — Nauka, Moskva, 1977.
PERČUK, L. L.—ARANOVIČ, L. JA. 1984: Usoverščestvovanje biotit-granatovogo geotermometra: korekcija na soderžanje ftora v biotite. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 277, 2, Moskva, 471—475.
PERČUK, L. L.—LAVRENŤJEVA, I. V.—KOTELNIKOV, A. R.—PETRÍK, I. 1984: Sravniteľnaja charakteristika termodynamičeskich režimov metamorfizma porod glavnogo Kavkazskogo chrebta i Zapadnych Karpat. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, Bratislava, 105—155.
PERCHUK, L. L. 1968: Pyroxene-garnet equilibrium and the depth facies of eclogites. — Geol. Rev. 10, Washington, 280—318.
PERCHUK, L. L. 1977: Termodynamic control of metamorphic processes. In: Energetics of geological processes, Saxena, S. K. — Batacharji, Eds. — Springer-Verlag, New York, 283—352.
RAMBERG, H. 1952: The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. — The University of Chicago Press., Chicago, 317.
RAMSAY, J. G. 1962: The geometry and mechanics of formation of similar folds. — J. Geol., 70, Chicago, 309—327.
SAXENA, S. K. 1968: Distribution of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene in rocks of varying metamorphic grade. — Amer. Mineralogist, 53, Washington, 2018—2021.
SAXENA, S. K. 1969: Silicate solid solution and geothermometry. 3. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. — Contr. Mineral Petrology, 22, Berlin—New York, 259—267.
SCHONEVELD, C. 1977: A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. — Tectonophysics, 39, Amsterdam, 453—472.
SOBOLJEV, N. V. 1964: Klasifikacija porodoobrazujuščich granatov. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 157, 2, Moskva, 353—356.
SPIŠIAK, J.—HOVORKA, D. 1984: Coexisting Biotites and Garnets of Paragneisses from the Rudňany Area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 40, Bratislava, 61—78.
SPRY, A. 1963: The origin and significance of snowball structure in garnet. — J. Petrology, 4, Oxford, 211—222.
ŠAMAJOVÁ, E. 1966: Granate der kontakt metasomatischen Lagerstätte bei Tisovec. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 17, 2, Bratislava, 223—235.
ŠAMAJOVÁ, E. 1972: Anisotrope Granate aus der Skarn-lagerstätte bei Tisovec. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 22, Bratislava, 187—197.
ŠÍMOVÁ, M.—ŠAMAJOVÁ, E. 1981: Typomorpher Granat in eklogitoiden Gestein in exotischen Geröllen aus Cenoman. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 37, Bratislava, 57—74.
THOMPSON, A. B. 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe—Mg) phase relations. — Amer. J. Sci., 276, 4, New Haven, 425—454.
VERNON, R. H. 1977: Relationship between microstructures and metamorphic assamblages. — Tectonophysics, 39, 1—3, Amsterdam, 439—452.
VERNON, R. H. 1978: Porphyroblast matrix microstructural relationship in deformed metamorphic rocks. — Geol. Rdsch., 67, Stuttgart, 288—305.

VOZÁROVÁ, A.—KRIŠTÍN, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). — Záp. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199—221.
VRÁNA, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). — Krystalinikum, 2, Praha, 125—143.
VRÁNA, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. — Čas. Mineral. Geol., 25, 1, Praha, 41—54.
WINCHELL, H. 1958: The composition and physical properties of garnet. — Amer. Mineralogist, 43, Washington, 1—595.
WOOD, B. J.—FRASER, D. C. 1977: Elementary thermodynamics for geologists. — Oxford University Press, 180.
WOODSWORTH, G. J. 1977: Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. — Canad. Mineralogist, 15, 2, Ottawa, 230—242.
YARDLEY, B. W. D. 1977: An empirical study of diffusion in garnet. — Amer. Mineralogist, 62, 7/8, Washington, 793—800.
ZWART, H. J. 1960: The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. — Geol. Rdsch. 50, Stuttgart, 203—218.
ZWART, H. J. 1962: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its aplication to the Bosost Area (Central Pyrenees). — Geol. Rdsch., 52, 1, Stuttgart, 38—65.

Š. MÉRES—D. HOVORKA

The role of garnets for the solution of metamorphic rocks origin

Summary

The authors discuss possibilities offered by the study of garnets. Their approach to the problem is based on the results of their own study and on literature dealing with utilization of garnets properties in the study of the genesis of metamorphosed rocks.

In part "Structural relations" the authors present some basical criteria for determination of time relations between porphyroblasts growth (with emphasis on garnets) and rock deformation (H. J. ZWART 1962, R. H. VERNON 1978), and brief information about the formation of the space during the growth of porphyroblasts (H. RAMBERG 1952, H. J. ZWART 1962). Part "Relation of garnets to matrix minerals" contains some basical criteria for compatible and incompatible mineral associations (R. H. VERNON 1977). Part "Zoning of garnets" contains basical characteristics of structural and optical zoning of garnets and details on chemical zoning of garnets typical of them. There are three basical types: straight, reversed and complex (B. HARTE—K. J. HENLY 1966, M. KUNO—KURODA 1973, O. V. AVCHENKO 1982 a. o.). Differences between types of chemical zoning of garnets and opinions about its genesis are described in detail. Part "Role of garnets in the study of thermodynamic conditions of the genesis of metamorphosed rocks" informs about the application of thermodynamical laws in petrology. Garnets are minerals with the most frequent utilization in geothermometry and geobarometry. The authors present the resulting equations of geothermometers and geobarometers for various mineral couples and associations according to many authors (L. L. PERCHUK 1973, 1977, J. M. FERRY—F. S. SPEAR 1978, L. JA. ARANOVICH—K. PODLESKIJ 1980, I. V. LAVRENTYEVA—L. L. PERCHUK 1981 a, b, V. V. FEDKIN et al. 1983). At the end the authors point out to contradictory opinions about the explanation of some form of occurrence and properties of garnets, and to the continuous precision of the problem on the basis of new data. They consider details study of garnets and interpretation of its results, based on present information a progressive trend in petrology. The paper is provided with the list of the most recent writings concerning the study of garnets in various rock types of the West Carpathians.

Explanations to Figures

Fig. 1 Schematic illustration of 9 types of structural relations between porphyroblasts and matrix in metamorphosed rocks. Crystallization: a, b, c — pre-kinematic; d, e, f, — synkinematic; g, h, i — postkinematic (H. J. ZWART 1962, explanations in text)

Fig. 2 Schematic illustration of various types of chemical zoning of garnets: a — straight; a—b — evolution of straight type from low temperatures (a) to high (b); c — reversed type; d — progressive complex trivial type; e — regressive complex trivial type O. V. AVCHENKO 1982 — modified, explanation in text) O — grain periphery, S — middle of garnet grain

Fig. 3 Distribution of straight type chemical zoning of garnets in metamorphic facies. Metapelite facies: 1 — greenschist facies, 2 — staurolite f., 3 — biotite-muscovite-gneiss f., 4 — talc-kyanite f., 5 — kyanite (sillimanite) — biotite-orthoclase f., 6 — hypersthene-sillimanite f., 7 — garnet-cordierite-orthoclase f., (O. V. AVCHENKO 1982)

Explanations to Plates (XXIV—XXVI)

Pl. XXIV
Fig. 1 Pre-tectonic garnet porphyroblast. Its deformation was followed by spliting of and displacement of single parts of formerly homogeneous porphyroblast. Magn. 50× — crossed polars;
Fig. 2 Se—"by pass" around inhomogeneous garnet porphyroblast. Garnet blastese resulted in Se-curving around porphyroblast. Magn. 30× — parallel polars;

Pl. XXV
Fig. 1 Example of garnet and biotite coexistence. Magn. 380× — SCAN;
Fig. 2 Chlorite-pseudomorphs of garnet and biotite. Magn. 380× — parallel polars;

Pl. XXVI
Fig. 1 Structural zoning of garnets. Grey garnet centres contain submicroscopical inclusions, missing in light rim. Magn. 105× — parallel polars;
Fig. 2 Another type of structural garnet zoning. Garnet 1 (Gar 1) crystallization was folloved by change in thermodynamic conditions. The change resulted in hem of various minerals inclusions of matrix and in blastese of younger garnet (Gar 2) with idioblastic confinement. Magn. 190× — parallel polars.

Photos by L. Osvald

Ш. МЕРЕС—Д. ГОВОРКА

Значение гранатов для решения генезиса метаморфических горных пород

Резюме

В этом комплексном докладе авторы обращают внимание на возможности, которые предоставляет изучение гранатов. Авторы просматривают общую проблематику на основе результатов собственных исследований и литературы, в которой с разных точек зрения рассматривается использование особенностей гранатов при решении метаморфических горных пород. В части «Структурные отношения» приводятся некоторые основные критерии для определения временных отношений между ростом порфиробластов (придавая значение

прежде всего гранатам) и деформацией горных пород (Зварт 1962, Вернон 1978), здесь же коротко приводятся мнения по поводу создания пространства при росте порфиробластов (Рамберг 1952, Зварт 1962). В части «Отношение гранатов к минералам основной материи (матрикс)» приводятся некоторые основные критерии для сосуществующих и несосуществующих минеральных ассоциаций (Вернон 1977). В части «Зональность гранатов» дается основная характеристика составной и оптической зональности гранатов. Авторы более подробно занимаются химической зональностью гранатов, которая является для них очень типичной. В ней отличают три основных типа: прямую, обратную и сложную (Харте—Хенли 1966, Куно—Курода 1973, Авченко 1982 и др.). Авторы подробно описывают различия между отдельными типами химической зональности гранатов и высказывают свои мнения по поводу ее генезиса. В части «Место гранатов при решении термодинамических условий возникновения метаморфических горных пород» обращают внимание на широкое использование термодинамических законов в петрологии. Гранаты принадлежат к таким минералам, которые в геотермометрии и геобарометрии используются чаще всего. Авторы доклада приводят результативные уравнения геотермометров и геобарометров для различных минеральных пар и ассоциаций многих авторов (Перчук 1973, 1977; Ферри—Спир 1978, Аранович—Подлеский 1980, Лаврентьева—Перчук 1981 а, б, Федькин и др. 1983, Пепрук и др. 1983). В заключении доклада авторы констатируют, что для объяснения некоторых форм проявления и особенностей гранатов существуят и противоположные мнения, и что данная проблематика на основе новых данных постоянно уточняется. Вопреки этому авторы считают детальное исследование гранатов и стремление к интерпретации результатов этого исследования на основе современных данных прогрессивным направлением в петрологии. В заключении доклада приводится перечень работ в этой области за последние годы, которые с отдельных сторон занимаются исследованием гранатов в различных типах горных пород Западных Карпат.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXIV—XXVI

Tab. XXIV

Obr. 1 Pretektonický porfyroblast granátu. Deformácia nasledujúca po vzniku granátu spôsobila jeho rozpolenie a vzájomný posun jednotlivých častí pôvodne homogénneho porfyroblastu. Zväčš. 50 × ; X pol.

Obr. 2 „Obtekanie" S_e okolo nehomogénneho porfyroblastu granátu. Deformácia horniny po blastéze granátu spôsobila zakrivenie S_e okolo neho. Zväčš. 30 × ; II pol.

Tab. XXV

Obr. 1 Príklad koexistencie granátu a biotitu. Zväčš. 380 ×. Riadkovací elektrónový mikroskop (SCAN).

Obr. 2 Pseudomorfovanie granátu a biotitu chloritom. Zväčš. 380 × ; II pol.

Tab. XXVI

Obr. 1 Textúrna zonálnosť granátov. Sivé stredy granátov obsahujú submikroskopické inklúzie, ktoré vo svetlom leme chýbajú. Zväčš. 105 × ; II pol.

Obr. 2 Iný typ textúrnej zonálnosti granátov. Po vykryštalizovaní granátu 1 (Gar 1) došlo k zmene termodynamických podmienok. Výsledkom je vznik lemu inklúzií rôznych minerálov matrixu a blastéza mladšieho granátu 2 (Gar 2) idioblastického obmedzenia. Zväčš. 190 × ; II pol.

Foto: L. Osvald

Geologické práce, Správy 89, s. 159—173, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Jozef Határ—Ján Greguš

TYPOLÓGIA ZIRKÓNU GRANITOIDNÝCH HORNÍN VEPORSKÉHO PLUTÓNU

6 obrázkov v texte, 2 fotografické tabuľky (XXVII—XXVIII), anglické resumé

Abstract. Statistical study of accessory zircon morphology revealed differences in frequency of morphologic types in zircon populations of granitoid rocks of variable types in the Vepor pluton. On the basis of the results the authors discuss mutual relations among granitoids studied, zircon crystallization temperatures and temperatures of the rocks.

Granitoidný masív kráľovohoľského pásma veporidného kryštalinika je v zmysle geologickej stavby A. KLINCA (1966) v príkrovovej pozícii k hronskému komplexu. Podľa E. KRISTA (1966) je síce granitoidné teleso nasunuté na kryštalické bridlice, ale nepredpokladá jeho príkrovovú pozíciu.

Počas alpínskeho tektonometamorfného cyklu došlo k tektonickému prepracovaniu granitoidného telesa. Vznikali tektonické poruchy, pozdĺž ktorých sa vytvorili rôzne široké pásma mylonitizovaných až fylonitizovaných granitoidných hornín (K. SIEGEL 1980).

Granitoidné teleso pri formovaní geologickej stavby zaujalo súhlasné uloženie (pozíciu) v štruktúre okolitých kryštalických bridlíc. Zachované xenolity a bloky kryštalických bridlíc utopené v granitoidnom telese si uchovávajú zhodnú smerovú pozíciu s okolitými kryštalickými bridlicami (K. SIEGEL 1978).

Kryštalické bridlice v smere ku granitoidnému telesu majú vzostupný charakter migmatizačného až granitizačného procesu. Primárne kontakty s kryštalickými bridlicami boli sprevádzané vznikom migmatitov až hybridných granitoidov.

Granitoidné teleso má pomerne monotónny vývoj a je podľa V. ZOUBKA (1950) budované dvoma základnými typmi:

1. bázickejším biotitickým granodioritom až kremenným dioritom „sihlanského" typu,
2. kyslejším, často porfyrickým biotitickým granodioritom až granitom „veporského" typu.

RNDr. Jozef Határ, CSc., RNDr. Ján Greguš, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Medzi obidvoma typmi sú pozvoľné prechody a V. ZOUBEK (1950) ich považuje za komagmatické postkinematické variské granitoidy. Veporský typ považuje za okrajovú fáciu alebo za okrajovú intrúziu rozsiahlejšieho plutónu centrálnych Západných Karpát.

Podľa B. CAMBELA—J. KAMENICKÉHO—E. KRISTA (1961) je veporský granit-granodiorit autometamorfného typu a vznikol K-metasomatózou z granodioritu sihlanského typu. E. KRIST (1979) rozlišuje v rámci ZOUBKOM definovaného veporského typu dva samostatné horninové typy:

2a. Porfyrické biotitické granity s porfyrickými výrastlicami K-živca, ale niekedy aj plagioklasu, označené ako „veporský" typ.

2b. Porfyrické granity až granodiority s ružovými výrastlicami K-živcov, označené ako „ipeľský" typ.

3. Ďalej ešte rozlišuje leukokrátne granodiority až granity aplitoidného a pegmatoidného charakteru. Tvoria šmuhy, prípadne žily v granodiorite sihlanského, resp. veporského typu.

4. Mimo hlavného granitoidného telesa, na sz. okraji kráľovohoľského pásma, vystupuje teleso biotitického granitu až granodioritu označovaného ako „hrončocký" granit, prirovnávaný k veporskému typu hlavného masívu (V. ZOUBEK 1936). D. KUBÍNY (1954, 1959) a J. KANTOR (1959) považujú tento granit za alpínsku syntektonickú intrúziu vrchnokriedového veku, neskôr J. KANTOR (1960) sa vracia k jeho variskému veku.

5. V kohútskom pásme sú okrem podobných granitoidných hornín ako v centrálnom plutóne v jeho j. časti, v masíve Sinca v okolí Českého Brezova, prítomné i leukokrátne, muskovitické a dvojsľudné granity až granodiority, označované ako granit typu „sinec".

Naše štúdium zirkónov sa zameralo práve na vyššie spomínané typy veporských granitoidných hornín.

Lokalizácia odberu jednotlivých vzoriek (obr. 1):

1. Biotitický granodiorit, typ „sihla"
vz. V-10 Kamenistá dolina, 200 m v. od k. 788,14
vz. V-11 Kamenistá dolina, 150 m v. od vz. V-10
vz. V-14 lom pri štát. ceste Čierny Balog-Sihla, k. Tlstý javor.

2a. Biotitický porfyrický granit až granodiorit s výrastlicami bielych K-živcov, prípadne plagioklasov, typ „vepor",
vz. V-15 cesta Sihla-Utekáč, 450 m jv. od k. 932,3
vz. V-17 dolina Rimavice, 300 m jz. od k. 768,4
vz. V-18 dolina Rimavice, 200 m sv. od k. 702,5.

2b. Biotitický porfyrický granit až granodiorit s výrastlicami ružových K-živcov, typ „ipeľ"
vz. V-19 dolina Rimavice, 250 m jv. od horárne Ďurkovka
vz. V-20 dolina Rimavice, asi 300 m pod osadou Havrilovo.

3. Leukokrátne granity aplitoidného až pegmatoidného charakteru

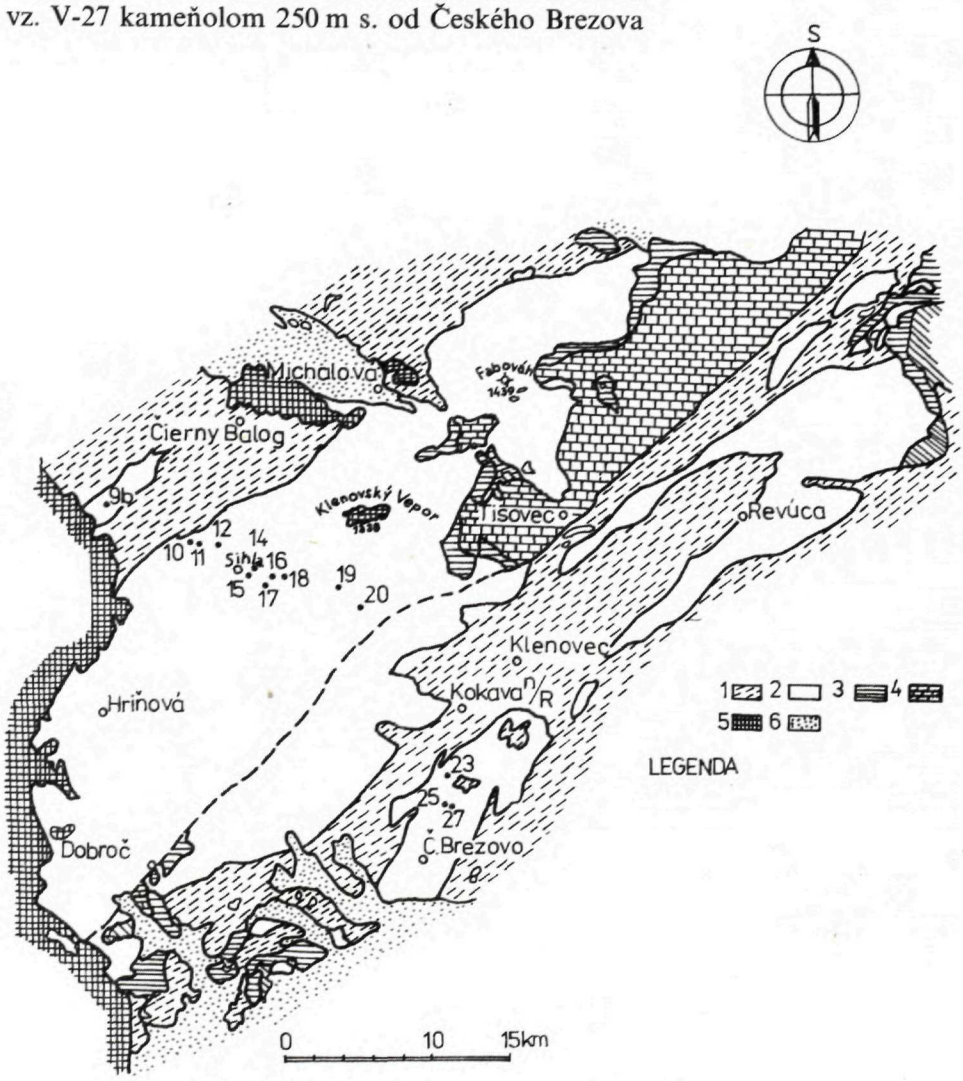
vz. V-16 cesta Sihla-Utekáč, 1 km s. od Drábska
vz. V-12 Kamenistá dolina, 300 m jv. od horárne Klementka.

4. Biotitický granit, typ „hrončok"

vz. 9b Kamenistá dolina, lom nad cestou pri vyústení bočnej doliny Spády.

5. Dvojsľudný granit až granodiorit, typ „sinec"

vz. V-23 2 km s. od Českého Brezova
vz. V-25 kameňolom 300 m s. od Českého Brezova
vz. V-27 kameňolom 250 m s. od Českého Brezova

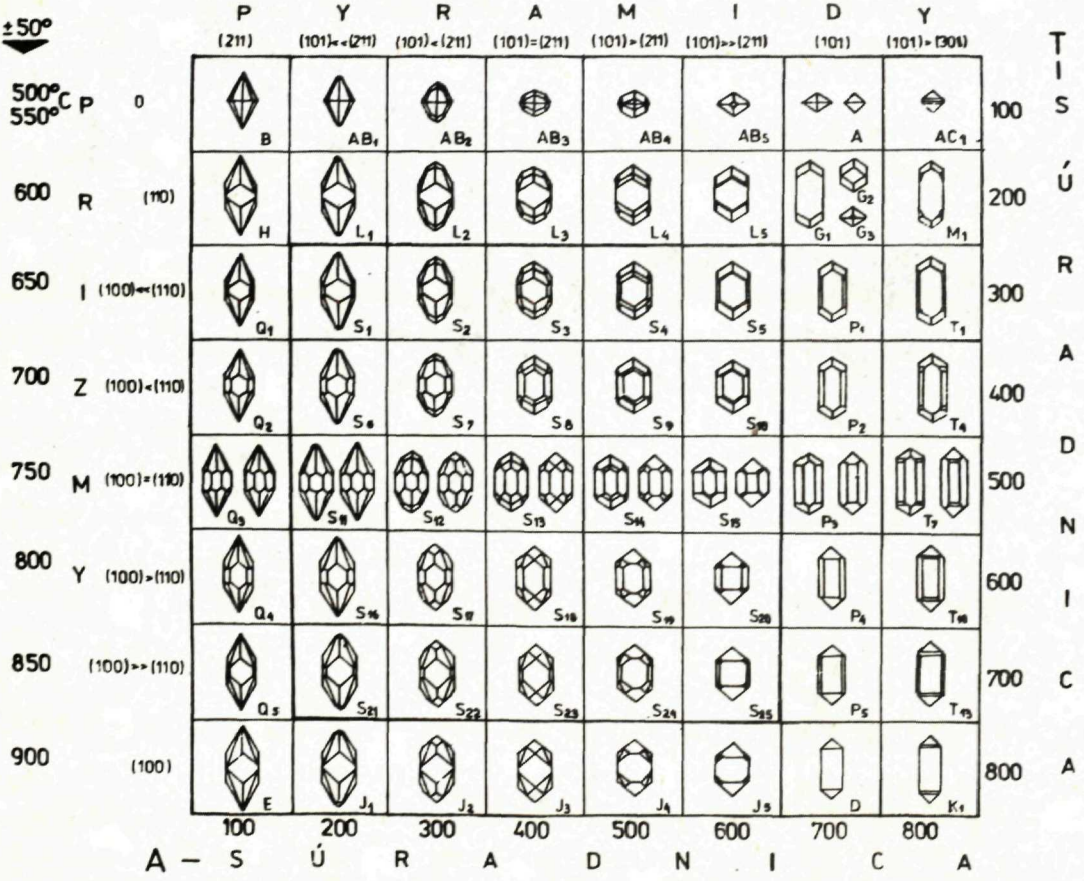


Obr. 1 Schematická geologická mapa veporského granitoidného plutónu s vyznačenými miestami odberu študovaných vzoriek, zostavená podľa geologických máp 1 : 20 000:
1 — metasedimentárne série veporid, 2 — granitoidy veporid, 3 — séria foederata, 4 — príkrovy metamorfovaného mezozoika, 5 — neovulkanity, 6 — paleogénne až kvartérne sedimenty

Metodika štúdia

Zirkón sme študovali z diamagnetických frakcií ťažkého podielu akcesorických minerálov, ktoré sme vyseparovali z drvených granitoidných hornín (približne 15 kg). Pre štatistické spracovanie sme vyhodnotili z každej vzorky po 200 jedincov idiomorfne, resp. hipidiomorfne ohraničených. Optické štúdium pomocou polarizačného i stereomikroskopu sme doplňali štúdiom pomocou elektrónového riadkovacieho mikroskopu fy Jeol JSM-U3.

Na morfologické štúdium sme použili pôvodnú typológiu akcesorického zirkónu, ktorú navrhli J. P. PUPIN a G. TURCO (1972). Na obrázku 2 sú znázornené základné typy, resp. podtypy tejto klasifikácie.



Obr. 2 Základné typy a podtypy morfologickej typológie akcesorického zirkónu a ich vzťah ku geotermickej stupnici (J. P. Pupin, G. Turco, 1972 a, b)

Charakteristika študovaných zirkónov

Zastúpenie zirkónu v študovaných horninách kolíše v určitom rozsahu i v jednom horninovom type. Napriek tomu priemerné obsahy zirkónu v jednotlivých študovaných typoch granitoidných hornín sa značne líšia a jeho hmotnostné zastúpenie je nasledovné: granodiorit „ipeľ" (∅ 2 vz.) 121 g/t, granodiorit „sihla" (∅ 4 vz.) 113,6 g/t, granit „hrončok" (∅ 2 vz.) 73,2 g/t, leukokrátne granity aplitoidného až pegmatoidného charakteru (2 vz.) 14,3 g/t, granit „sinec" (∅ 4 vz.) 10,4 g/t, granit „vepor" (∅ 4 vz.) 9,8 g/t. Obsah zirkónu výrazne klesá od bázickejších hornín granodioritového zloženia ku kyslejším granitom a pegmatoidným fáciám.

Zirkón sa vo všeobecnosti vyznačuje množstvom kryštálových tvarov v celej populácii v hornine, čo je funkciou meniacich sa chemických a termodynamických podmienok prostredia, v ktorom kryštalizoval. Tejto typomorfnej vlastnosti zirkónu sme venovali hlavnú pozornosť i pri našom štúdiu, z ktorého vyplývajú nasledovné rozdiely v morfológii a v celkovom charaktere akcesorického zirkónu pre jednotlivé typy granitoidných hornín veporského plutónu.

V granodiorite „sihla" sú podstatne zastúpené zirkóny typu S_{12} a k nemu pridružené typy S_7, S_{13}, resp. S_2, S_{11} a S_{17}, tab. 1 a fotogr. tab. XXVII. Majú ružovkastú farbu, sú priezračné, nemetamiktné a obsahujú len zriedkavo tmavé uzavreniny. Jadrá starších generácií zirkónu neboli pozorované.

Podobné zirkóny sú i v granodiorite „ipeľ", s maximálnym zastúpením takmer podobných typov zirkónu — S_7, S_8, S_{12} a S_{18}, resp. S_{17} (tab. 1, fotogr. tab. XXVII).

Táto skutočnosť poukazuje na to, že ide o horniny blízke — komagmatické, kryštalizujúce pravdepodobne z rovnakej taveniny. Menšie rozdiely v súboroch odrážajú nie úplne rovnaké chemické a P-T podmienky, pri ktorých prebehla kryštalizácia v rôznych častiach, resp. horizontoch plutónu. Súčasné petrograficko-minerálne rozdiely týchto dvoch horninových typov sú pravdepodobne výsledkom diferenciačných a postmagmatických procesov v telese plutónu. Zastúpenie kryštálových typov zirkónu v obidvoch horninových typoch sa približne zhoduje so súbormi z granodioritov až biotitických tonalitov, študovaných J. P. PUPINOM—R. CASANOVOM—G. TURCOM (1975).

Od zirkónov predchádzajúcich dvoch horninových typov granodioritového zloženia sa výrazne odlišujú zirkóny z granitu „vepor". Súbory zirkónov v tomto horninovom type dosahujú maximum v oblasti typov L_2, L_3, S_2, S_3 a vo zvýšenej miere sú zastúpené k ním pridružené typy L_1, L_4, S_1, S_4 a S_7 (tab. 1, fotogr. tab. XXVIII). Rozdiely v zastúpení typov zirkónov sú zapríčinené hlavne rozdielnymi teplotami v čase kryštalizácie zirkónu, čo objasníme neskôr.

I napriek typovej odlišnosti majú súbory zirkónu v granitoidných horninách sihlanského, ipeľského a veporského typu vo všetkých rovnaké sfarbenie a rovnaký celkový charakter, čo by mohlo svedčiť o genetickej príbuznosti týchto hornín.

Tabuľka 1 Percentuálne zastúpenie jednotlivých typov zirkónu v študovaných granitoidných horninách

Typ	V-10	„sihla" V-11	V-14	„ipeľ" V-19	V-20	V-18	„vepor" V-15	V-17	V-23	„sinec" V-25	V-27	„pegmatit" V-16	V-12	„hrončok" 9b	Typ
H										0,5	0,5	0,5	1,0		H
L_1						4,0	4,5	13,0	8,0	5,8	15,5	11,5	20,0		L_1
L_2					0,5	20,5	15,5	36,5	38,0	13,2	14,0	27,5	32,7		L_2
L_3					0,5	11,5	10,0	11,0	7,5	3,4	1,5	8,5	5,8	1,5	L_3
L_4						3,0	12,0	7,5	1,5	2,4	0,5	5,5	1,9	1,5	L_4
L_5						0,5	0,5	2,0	0,5		0,5	1,0	1,0	8,0	L_5
G_1					0,5		0,5							24,5	G_1
P_1														18,0	P_1
P_2														6,5	P_2
P_3														1,5	P_3
P_4														0,5	P_4
Q										0,5			0,5		Q
S_1	3,0	1,5	0,5		0,5	3,5	7,0	3,5	5,0	6,3	23,0	7,0	9,3		S_1
S_2	8,0	6,0	1,5	2,5	2,0	28,0	14,5	14,5	23,0	23,4	22,5	24,5	16,1	2,5	S_2
S_3	2,0	2,0	1,0	0,5	2,0	9,0	14,5	2,5	3,0	4,4	3,5	5,0	2,4	2,5	S_3
S_4	0,5	1,5	1,0	1,0	3,0	5,5	5,0	2,5		1,5	1,0	1,5	1,5	6,5	S_4
S_5	0,5	0,5			0,5	0,5						0,5		8,0	S_5
S_6	3,5	3,0	0,5	0,5		2,5	2,5	1,0	1,0	6,3	4,5	3,0	2,9		S_6
S_7	17,5	28,0	10,0	18,0	10,0	6,5	4,5	4,5	6,0	18,0	8,0	3,5	2,9	0,5	S_7
S_8	3,5	6,5	1,5	17,0	6,5	1,5	2,0		3,5	1,0	1,5	0,5	0,5	4,0	S_8
S_9		0,5	0,5	6,0	3,0	0,5	1,0							5,0	S_9
S_{10}														3,0	S_{10}
S_{11}	7,0	4,5	6,0		0,5		0,5		1,0	2,9	1,0				S_{11}
S_{12}	26,0	20,5	22,5	10,5	10,5	2,5	1,0	1,0	1,5	6,8	2,5		1,5		S_{12}
S_{13}	18,0	10,0	20,0	8,0	10,0	0,5	1,0	0,5		1,5				0,5	S_{13}
S_{14}		1,5	2,0	3,0	2,5		0,5							1?0	S_{14}
S_{15}				0,5	0,5									1,0	S_{15}
S_{16}	1,0	2,0	4,0		1,0		0,5			0,5					S_{16}
S_{17}	5,5	7,5	13,0	8,0	10,5	0,5	0,5			1,0				0,5	S_{17}
S_{18}	3,0	1,5	4,0	10,5	15,0		1,0		0,5					1,5	S_{18}
S_{19}		1,0	2,0	8,5	8,0									0,5	S_{19}
S_{20}				0,5	2,5										S_{20}
S_{21}			3,5		1,5										S_{21}
S_{22}	0,5	1,0	3,0	1,0	2,0										S_{22}
S_{23}		0,5	3,5	1,0	2,5		0,5							0,5	S_{23}
S_{24}	0,5			2,0	2,5					0,5				1,0	3_{24}
S_{25}				1,0	1,5									0,5	S_{25}

Z uvedených výsledkov však nemožno zatiaľ usúdiť, či v prípade „veporského" typu ide o kyslejší diferenciát z tej istej taveniny, z ktorej kryštalizoval granodiorit „sihla", resp. „ipeľ", alebo či tavenina vznikla nezávisle anatexiou litologicky odlišných pôvodných metamorfitov. Podobné zirkóny zistil J. HATÁR (1979) v hybridnom prašivskom granite v okrajových častiach plutónu Nízkych Tatier.

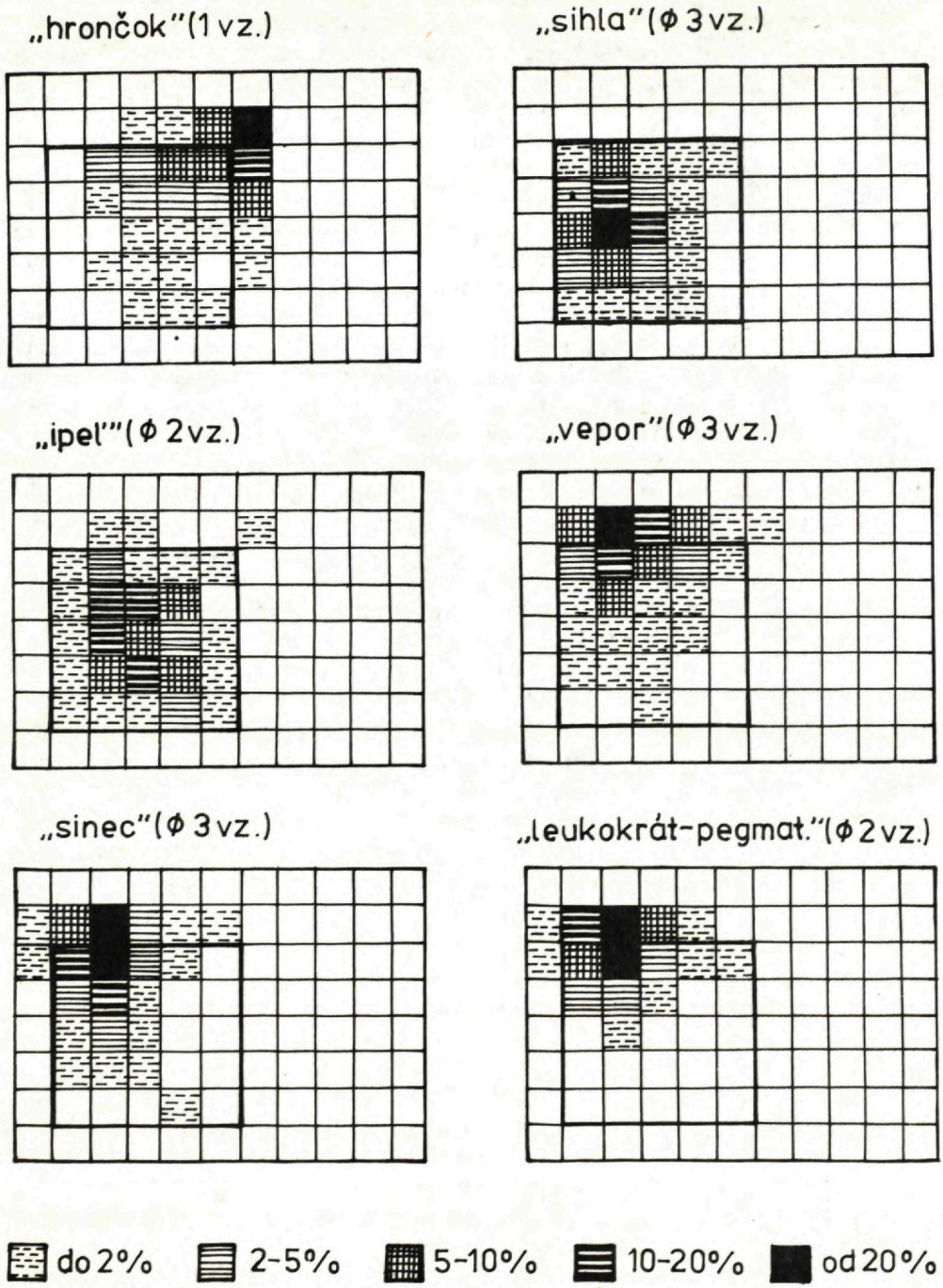
Zhodné zastúpenie typov zirkónov ako pri „veporskom" granite sme zistili i v leukokrátnych aplitických až pegmatoidných granitoch. Maximálne zastúpené sú tiež typy L_2, S_2 a k nim pridružené typy L_1, L_3 a S_1, (tab. 1, fotogr. tab. XXVIII). Prejavuje sa tu však diferenciačný trend taveniny, chýbajú typy S od č. 11 vyššie, ktoré sú vo „veporskom" type ešte prítomné a v „sihlanskom" a „ipeľskom" majú prevahu. Súvisí to s nižšou teplotou kryštalizácie aplitoidných až pegmatoidných fácií granitoidných hornín, a tým samozrejme i zirkónu. Zirkóny majú vcelku podobný charakter ako vo „veporskom" type, s tým rozdielom, že sú už čiastočne metamiktné. Súvisí to so zvýšenou koncentráciou U a Th v kyslejších a mobilnejších produktoch diferenciácie granitoidnej taveniny a s uplatnením sa týchto prvkov za nižších teplôt v kryštálovej štruktúre zirkónu. Podobný trend zistil i J. GBELSKÝ (1979) pri štúdiu zirkónov v pegmatitoch a granitoidných horninách Malých Karpát.

Zirkóny v granitoch „sinec" sú farebne odlišné od zirkónov v predchádzajúcich horninových typoch. Majú ružovohnedú farbu, niektoré sú nepriehľadné a popraskané. V dvoch zo študovaných vzoriek sme pozorovali dorastanie novej zirkónovej hmoty na opracované ružové jadrá starších zirkónov. Asimilačné príznaky podporuje i prítomnosť opracovaných zŕn rutilu a turmalínu, pravdepodobne klastického pôvodu.

Zastúpenie typov z týchto hornín v súboroch zirkónov je takmer podobné ako pri granitoch „veporského" typu (tab. 1, fotogr. tab. XXVIII). Túto podobnosť však nemožno považovať za korelačný prvok, vzhľadom na farebnú odlišnosť zirkónov. Svedčí to skôr o podobných podmienkach (hlavne teploty) prostredia, v ktorom zirkóny kryštalizovali.

Najväčšia odlišnosť zastúpenia typov kryštálových tvarov zirkónu v študovaných horninách bola zistená v granite „hrončok". Maximálne zastúpené sú typy G_1, P_1, resp. L_5, S_5 a P_2 (tab. 1, fotogr. tab. XXVIII). Prevažná väčšina jedincov má ružovú farbu, menej časté sú slabo metamiktné jedince. Bežne bolo pozorované dorastanie novej zirkónovej hmoty a uzatváranie generačne starších zirkónov. Súbor kryštálových typov zirkónu v tomto granite je veľmi podobný zirkónom monzogranitov vápenato-alkalického radu granitoidných hornín a svedčí o zvýšenej alkaličnosti kryštalizačného prostredia (J. P. PUPIN 1980). Podobné zirkóny opisujú z granitoidných hornín z pohoria Mecsek (Maďarsko) J. GBELSKÝ—H. HATÁR (1980).

Rozdiely v zastúpení typov zirkónu dobre vyniknú v priemerných grafických zobrazeniach populácií zirkónov v jednotlivých študovaných horninových typoch (obr. 3). Podkladom grafického zobrazenia je percentuálne zastúpenie jednotlivých typov pre každú horninu (tab. 1) a matrica základnej tabuľky použitej typológie akcesorického zirkónu (obr. 2).



Obr. 3. Distribúcie typov priemerných populácií zirkónu študovaných granitoidných hornín vyjadrené graficky v matrici použitej typológie

Genetické interpretácie výsledkov

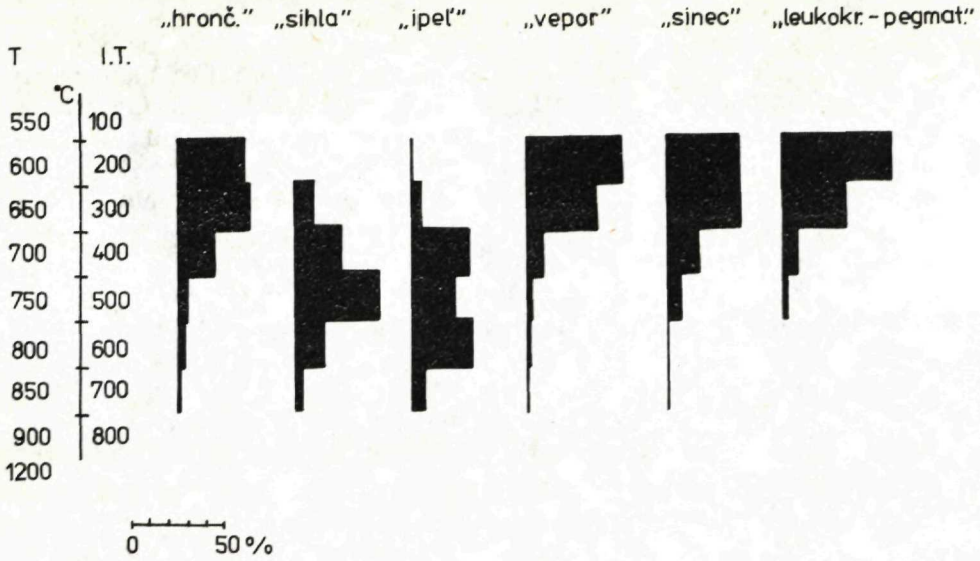
J. P. PUPIN—G. TURCO (1970) študovali zirkóny z plutonicko-vulkanických a metamorfovaných hornín, v ktorých bol zirkón už rekryštalizovaný na zistenie vzťahu teplota kryštalizácie — morfológia zirkónov. Zistili, že prizma {100} má prevahu, ak zirkón vznikal v prostredí s vysokou teplotou (typy E, J_{1-5}, D). Prizma {110} je viac vyvinutá, prípadne je len táto zastúpená, ak teplota klesá, alebo je nízka (typy B, H, L_{1-5}, G_{1-3}). Toto sa nám potvrdilo i pri štúdiu zirkónov z granitoidných hornín Nízkych Tatier (J. HATÁR 1979), keď sme zistili prítomnosť zirkónu typu B v pegmatitoch, ktoré kryštalizovali pri nízkych teplotách (asi 550 °C). Vyššie citovaní autori zostavili stupnicu teplôt kryštalizácie jednotlivých typov zirkónu vzhľadom na vývoj prizmy. Túto stupnicu je však treba chápať s rezervou (s presnosťou $\pm$ 50 °C), pretože okrem nej, i keď je podstatným činiteľom, ovplyvňujú morfológiu akcesorického zirkónu také fenomény kryštalizačného prostredia ako je tlak, chemické zloženie, parciálny tlak kyslíka a pod.

Na základe týchto údajov sme zostavili histogramy pre študované granitoidné horniny, na ktorých je znázornené percentuálne zastúpenie zirkónov s rovnakými pomermi prizmatických tvarov {110}—{100} s približne zodpovedajúcimi teplotami ich kryštalizácie (obr. 4). Najvyššia teplota kryštalizácie maximálneho množstva zirkónu v rozsahu 800—700 °C je pri granodiorite „sihla" a „ipeľ". Z obrázku je zrejmý postupný kryštalizačný trend s maximom pri teplote 750 °C pre granodiorit „sihla". Svedčí to o plynulom a rýchlejšom chladnutí prostredia. Pri granodiorite „ipeľ" je kryštalizačný trend v rozsahu 800—700 °C vyrovnaný, čo svedčí o pomalšom chladnutí prostredia.

Teploty kryštalizácie maximálneho množstva zirkónov ostatných študovaných granitoidných hornín sú približne rovnaké, v rozsahu 700—600 °C, s výraznejším uplatnením kryštalizácie zirkónu pri nižších teplotách v apliticko-pegmatoidných typoch hornín, čo je v dobrej zhode s klesajúcou teplotou v diferenciačnom rade granitoidných hornín a so zvýšenou metamiktnosťou zirkónu v týchto horninách. Keď berieme do úvahy, že zirkón kryštalizuje ako jeden z prvých minerálov (je uzatváraný v biotite a živcoch), môžeme si z uvádzaných teplôt jeho kryštalizácie urobiť s určitou rezervou približnú predstavu o režimoch kryštalizačných teplôt pre jednotlivé typy granitoidných hornín veporského plutónu.

Naše úvahy o petrogenéze študovaných granitoidných hornín vychádzajú z klasifikácie či rozdelenia granitoidných hornín na základe pôvodu materiálu, resp. taveniny pochádzajúcej zo sialickej kôry či plášťa, ktorú navrhol J. P. PUPIN (1980) na základe štúdia zirkónov granitoidných hornín a na základe literárnych údajov (obr. 5).

Výpočtom (J. P. PUPIN—G. TURCO 1972b) zo súborov typov (obr. 2, tab. 1) v jednotlivých študovaných horninách sme získali súradnice I. A. a I. T., ktoré predstavujú bod, resp. ťažisko celého súboru v grafe základnej matrice (obr. 2). Obr. 6 predstavuje priemetné body súborov zirkónov študovaných granitoidných hornín, pričom v grafe sú zakreslené polia a smery trendov vývoja populácií zirkónu granitoidných hornín.



Obr. 4 Grafické vyjadrenie percentuálneho zastúpenia zirkónov s rovnakým pomerom prizmatických plôch {110}—{100} vo vzťahu ku geotermickej stupnici (J. P. Pupin, G. Turco 1972b) akcesorického zirkónu študovaných granitoidných hornín veporského plutónu

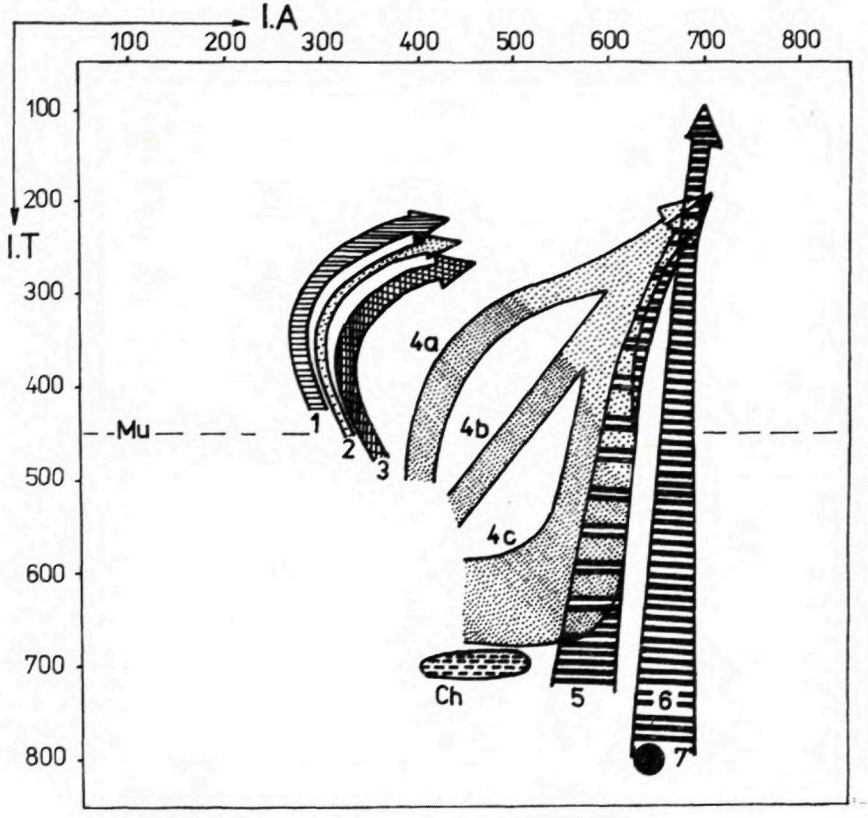
Priemetné body vytvorili 3 skupiny. Zirkóny z granodioritu „sihla" (2, 3, 4) a z granodioritu „ipeľ" (5, 6) padajú takmer do jedného priestoru v koreňovej oblasti kôrových a hybridných granitoidov vápenato-alkalickej série. Považujeme to za príznak komagmatičnosti týchto hornín a možno uvažovať o približne podobných kryštalizačných podmienkach. Granodiorit „sihla" prejavuje však výraznejšiu afinitu k sialickému pôvodu materiálu ako granodiorit „ipeľ". Napriek tomu všetky uvedené horniny predstavujú podľa vyššie citovanej klasifikácie hybridné granitoidné horniny s prechodným postavením medzi hlinitými orogenetickými (anatektickými) kôrovými granitoidmi a horninami vápenato-alkalickej série (obr. 5). Granit typu „hrončok" spadá do poľa monzogranitov a monzonitov tej istej série, resp. do alkalických granitoidných hornín (J. P. Pupin 1980). Je to na hranici oblasti mineralizovaných granitov s kasiteritom, topásom... ide o vysoko diferencované magmy z rôznych granitoidných pňov (J. P. Pupin 1985). Táto skutočnosť môže naznačovať nekomagmatičnosť granitu „hrončok" s predchádzajúcimi dvoma typmi. Veľmi dobrú zhodu zastúpených kryštálových typov zirkónu sme zistili medzi granitmi typu „hrončok" s monzogranitmi rôznych oblastí študovaných J. P. Pupinom (1980) a granitmi v Maďarsku (J. Gbelský —J. Határ 1980).

Treťou skupinou sú kyslejšie granitoidné horniny. Priemetné body súborov zirkónu týchto hornín spadajú do poľa hlinitých anatektických granitov.

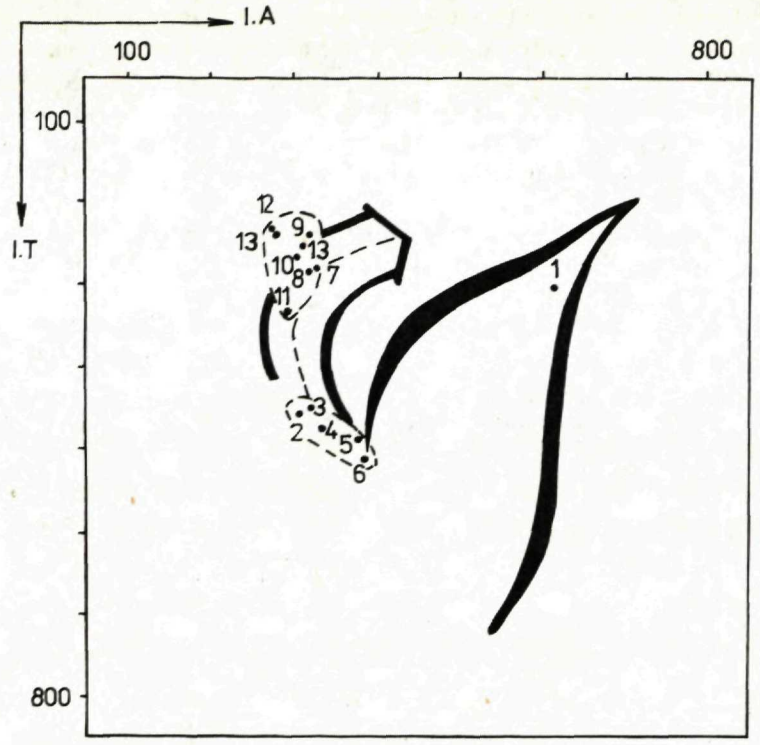
Spomínaná oblasť predstavuje autochtónne a intruzívne Al-leukogranity

s K-živcami a plagioklasom, s biotitom a primárnym muskovitom. Bežne sú prítomné andaluzit a sillimanit. Z akcesorických minerálov sa vyskytujú zirkón – apatit – monazit – anatas ± granát ± turmalín (J. P. PUPIN 1980). Populácie zirkónov po prepočítaní súradníc I. A.—I. T. sú v rozsahu 260 a 390 s typmi $L_{1,2}$ a S_1, $S_{2,3,6,7}$. Minerálne zloženie, vrátane akcesorických minerálov tejto skupiny študovaných granitoidných hornín, je veľmi podobné (J. GREGUŠ 1980).

Záverom možno zhrnúť, že výsledky morfologického štúdia zirkónu umožnili uvažovať o nasledovných petrogenetických podmienkach vzniku základných typov granitoidných hornín veporského plutónu:



Obr. 5 Typologický vývojový trend populácií zirkónu v granitoidných horninách (J. Pupin, 1980): Al-anatektické granity: 1 — Al-leukogranity, 2 — (para) autochtónne monzogranity a granodiority, 3 — intruzívne Al-monzogranity a granodiority; Hybridné granity kôrového + plášťového + pôvodu: 4a, b, c — vápenato-alkalické série granitov (tmavo-bodkovaná oblasť — granodiority + monzogranity, svetlo-bodkovaná oblasť — monzogranity + alkalické granity), 5 — subalkalické série granitov; Granity plášťového, resp. hlavne plášťového pôvodu: 6 — alkalické série granitov, 7 — tholeitické série granitov. Mu — hranica muskovitických granitov (I. T. < 450); Ch — oblasť magmatických charnokitov



Obr. 6 Distribúcia ťažísk populácií zirkónu študovaných granitoidných hornín v schematickom grafe vychádzajúcom z obr. 5, (1) granit typu „hrončok", (2—4) granodiorit typu „sihla", (5—6) granodiorit typu „ipeľ", (7—9) granit typu „vepor", (10—12) granit typu „sinec", (13—14) apliticko-pegmatitoidné granity

1. Granodiority typu „sihla" a „ipeľ" možno považovať za komagmatické a teploty ich kryštalizácie podľa zirkónu sa pohybujú v rozsahu asi 800—700 °C a nižšie.

2. Granity až granodiority typu „vepor" a apliticko-pegmatoidného typu možno považovať za diferenciáty z taveniny predchádzajúcich granodioritov, prípadne za produkt anatexie kyslých metamorfovaných hornín v okrajových častiach veporského plutónu. Teplota ich kryštalizácie podľa zirkónu sa pohybovala hlavne v rozsahu 700—600 °C a pri pegmatoidných fáciach ešte nižšie.

3. Študované granitoidné horniny z masívu Sinca sa na základe morfológie zirkónu blížia k veporskému typu. Vznikli v značnej miere granitizáciou metamorfitov. Teploty kryštalizácie zirkónu, a tým aj samotných hornín sa tiež pohybujú v rozsahu 700—600 °C. Napriek podobnosti morfológie zirkónu sú evidentné rozdiely v jeho ostatných vlastnostiach (farba, dorastanie mladšieho zirkónu na staršie jadrá), čo svedčí o určitých rozdieloch v ich genetickom a snáď i vekovom postavení.

4. Granit typu „hrončok" má na základe štúdia zirkónu odlišné postavenie voči ostatným granitoidným horninám veporského plutónu. Spochybňuje to ich spolupatričnosť — komagmatičnosť, resp. naznačuje ich vyšší stupeň diferenciácie. Tvary zirkónu sú typické skôr pre alkalickejšie prostredie a teploty ich kryštalizácie sa pohybujú od 700 °C nižšie.

Literatúra

CAMBEL, B.—KAMENICKÝ, L.—KRIST, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribča a záp. časti Vepora. — Zjazdový sprievodca, sekcia A — Kryštalinikum, Bratislava, 7—42.

GBELSKÝ, J. 1979: Electron microprobe determination of Zr/Hf rations in zircons from pegmatites of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). — Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 4, Bratislava, 463—474.

GBELSKÝ, J.—HATÁR, J. 1980: Zircon from some granitoid rocks of the Valence and Mecsek mountains (Hungary). — Geo. Zbor., Geol. carpath., 33, 3, Bratislava, 343—363.

GREGUŠ, J. 1980: Akcesorické minerály magmatitov a metamorfitov veporidného kryštalinika. — Kand. dizert. práca, manuscript — Kat. mineralógie Prír. fak. UK, Bratislava, 1—201.

GREGUŠ, J.—HATÁR, J.—HVOŽĎARA, P. 1980: Akcesorické minerály granitoidných hornín veporíd a ich petrogenetická interpretácia (in KRIST E. a kol. 1980: Granitoidné horniny veporidného kryštalinika. — Záver. práca, manuscript — Kat. petrogr. Prír. fak. UK, Bratislava.

HATÁR, J. 1979: Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalinika záp. časti ďumbierskeho pásma Nízkych Tatier. — Kand. dizert. práca, manuscript — Kat. mineral. Prír. fak. UK, Bratislava, 1—191.

KANTOR, J. 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitov. — Geol. Práce, Spr. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 159—168.

KANTOR, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika (Kohútske pásmo). — Geol. Práce, Spr. 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—26.

KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 6, Bratislava, 7—28.

KRIST, E. 1966: Správa o komplexnom geologickom výskume na liste Brezno pre zostavenie mapy 1:50 000. — Manuscript — Geofond, Bratislava, 1—119.

KRIST, E. 1979: Granodiorit rocks of the Southwestern part of the Veporide crystalline Complex. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 30, 2, Bratislava, 157—179.

KUBÍNY, D. 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. — Geol. Práce, Spr. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KUBÍNY, D. 1959: Správa o geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej Hole, Geol. Práce, Spr. 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33—56.

PUPIN, J. P.—TURCO, G. 1970: Observations nouvelles sur les nucle et le zonage des cristaux de zircon (Problème genetiques qui en découlent). — Bull. Suisse de Mineral et Petrogr., 50/3, 527—534.

PUPIN, J. P.—TURCO, G. 1972a: Une typologie originale du zircon accessorie. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr., 95, 348—349.

PUPIN, J. P.—TURCO, G. 1972b: Le zircon accessorie en geothermometrie. C. R. Acad. Sci., Ser. D. 274, Paris, 2121—2124.

PUPIN, J. P—TURCO, G. 1972c: Aplication des donnees morphologiques du zircon socessoire en petrologie endogène. — C. R. Acad. Sci. Ser. D, 275, Paris, 799—802.

PUPIN, J. P.—CASANOVA, R.—TURCO, G. 1975: Les zircons de quelques granitoides precambriens de Cote d'Lvoire. — Bull. Suisse Mineral. Petrogr., 55, 35—50.

PUPIN, J. P. 1980: Zircon and Granite Petrology. Contrb. Mineral. Petrol., 73, 207—220.

PUPIN, J. P. 1985: Magmatic zoning of Herraynian Granitoids in France based on Zircon Typology. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 65, 29—56.
SIEGEL, K. 1978: Štruktúrno-litologické profily veporským plutónom. — Čiastková správa (1976—1977), manuscript — archív Kat. petrogr. Prír. fak. UK, Bratislava, 10—16.
SIEGEL, K. 1980: The West Carpathian crystalline and the possibility of precambrian occurrence Contributions to the IGCP. Project 22: „Precambrian in younger fold belts" (Plenary Session — Cluj-Napoca 1978), Bucharest, 221—228.
ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západných Karpát. — Věst. Stát. geol. Úst. 12, 207—239.
ZOUBEK, V. 1950: Zpráva o přehledném mapování na listu generální mapy B. Bystrica. — Věst. Stát. geol. Úst. 23, Praha, 230—232.

J. HATÁR—J. GREGUŠ

Typology of zircon in granitoid rocks of Vepor pluton

Summary

The study of the genesis of granitoid rocks in the Vepor pluton is enabled by examination of accessory zircon morphology from the main types of the rocks on the basis of typology (J. P. PUPIN—G. TURCO 1972). Granodiorites of the types "sihla" and "ipeľ" may be regarded as comagmatic. They show zircon populations of identic typomorphism and their crystallization maximum is in the temperature range 800—700 °C. Granites and granodiorites of the "vepor" type and aplite-pegmatitoid varieties show different zircon populations. The rocks may be differentiated from the basical melt or may result from contamination and anatexy of the metamorphosed mantle in peripheral parts of the Vepor pluton. The crystallization maximum of zircon varies from 700 °C to 600 °C, and in case of pegmatitoid varieties even lower. Zircon from granitoid rocks of the Sinec massif shows morphological affinity to zircon from the "vepor" type granite, but it is darker and often contains cores of older zircon. Its crystallization maximum also varies within 700—600 °C, so the rocks must have resulted from granitization of metamorphites. Granite of the "hrončok" type shows greatest differences in zircon morphology when compared to other granitoid rocks of the Vepor pluton. Then it may be doubted that they are comagmatic. Morphological types of zircon are typical of a more alkaline environment in spite of similar crystallization maximum temperature (below 700 °C).

Explanations to Figures

Fig. 1 Schematic geological map of Vepor granitoid pluton with sampling sites marked, compiled on the basis of geological maps 1:20 000:
1 — metasedimentary groups of Veporides, 2 — granitoids of Veporides, 3 — Foederata Group, 4 — nappes of metamorphosed Mesozoic, 5 — neovolcanics, 6 — Paleogene to Quaternary sediments

Fig. 2 Basical types and subtypes of morphological typology of accessory zircon and their relation to geothermic scale (J. P. PUPIN—G. TURCO 1972 a, b)

Fig. 3 Distribution of types of average zircon populations in granitoid rocks, illustrated graphically im matrix of typology applied

Fig. 4 Graphical illustration of zircon percentage with equal prismatic surfaces ratio {110}—{100} in relation to geothermic scale (J. P. PUPIN—G. TURCO 1972b) of accessory zircon from the Vepor pluton granitoid rocks

Fig. 5 Typologic evolution trend of zircon population in granitoid rocks (J. P. PUPIN 1980): Al-anatectic granites: 1 — Al-leucogranites, 2 — (para) autochtonous monsogranites and granodiorites, 3-intrusive Al-monsogranites and granodiorites; hybrid granites of crustal and mantle origin: 4a, b, c — calc-alkaline granite groups (dark-dotted area — granodiorites + monsogranites, light-dotted area — monsogranites + alkaline granites), 5 — subalkaline granite groups. granites mostly of mantle origin; 6 — alkaline granite groups; 7 — tholeiite granite groups; Mu — muscovite granites boundary (I. T. 450); Ch — area of magmatic charnokites.

Fig. 6 Distribution of zircon populations of granitoid rock in schematic graph besed on Fig. 5 (1) "hrončok" type granite, (2—4) "sihla" type granodiorite, (5—6) "ipeľ" type granodiorite, (7—9) "vepor" type granite, (10—12) "sinec" type granite, (13—14) aplite-pegmatitoid granites

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXVII—XVIII

Tab. XXVII
Morfologické typy akcesorického zirkónu z granodioritu „ipeľ" (1—5) a granodioritu „sihla" (6—12):
1. $S_{7/8}$ — zv. 140×, 2. S_7 — zv. 120×, 3. $S_{17/18}$ — zv. 90×, 4. S_{18} — zv. 100×, 5. S_{19} — zv. 100×, 6. S_2 — zv. 140×, 7. S_7 — zv. 130×, 8. S_7 — zv. 130×, 9. S_{14} — zv. 110×, 10. S_{17} — zv. 80×, 11. S_{17} — zv. 150×, 12. S_{18} — zv. 110×.

Foto M. Švec, JSM-U3, GÚDŠ

Tab. XXVIII
Morfologické typy akcesorického zirkónu z granitu „vepor" (1—5), z apliticko-pegmatitoidného granitu (6—10) a z granitu „hrončok" (11—14):
1. L_1 — zv. 140×, 2. L_2 — zv. 130×, 3. L_3 — zv. 140×, 4. L_3 — zv. 130×, 5. $L_{4/2}$ — zv. 175×, 6. L_1 — zv. 140×, 7. L_2 — zv. 130×, 8. L_2 — zv. 95×, 9. L_3 — zv. 140×, 10. L_4 zv. 120×, 11. G_1 — zv. 140×, 12. P_1 — zv. 95×, 13. P_3 — zv. 110×, 14. P_4 — zv. 90×.

Foto M. Švec, JSM-U3, GÚDŠ.

Explanations of photographic plates XXVII—XXVIII

Pl. XXVII
Fig. 1—12 Morphologic types of accesory zircone of granodiorite of "ipeľ" type (1—5) and of "sihla" type (6—12)
1. $S_{7/8}$ — magn. 140×, 2. S_7 — magn. 120×, 3. $S_{17/18}$ — magn. 90×, 4. S_{18} — magn. 100×, 5. S_{19} — magn. 100×, 6. S_2 — magn. 140×, 7. S_7 — magn. 130×, 8. S_7 — magn. 130×, 9. S_{14} — magn. 110×, 10. S_{17} — magn. 80×, 11. S_{17} — magn. 150×, 12. S_{18} — magn. 110×.

– Pl. XXVIII
Fig. 1—14 Morphologic types of accesory zircone of "vepor" type granite (1—5), aplitic-pegmatitoid granite (6—10), and "hrončok" type granite (11—14)
1. L_1 — magn. 140×, 2. L_2 — magn. 130×, 3. L_3 — magn. 140×, 4. L_3 — magn. 130×, 5. $L_{4\,2}$ — magn. 175×, 6. L_1 — magn. 140×, 7. L_2 — magn. 130×, 8. L_2 — magn. 95×, 9. L_3 — magn. 140×, 10. L_4 — magn. 120×, 11. G_1 — magn. 140×, 12. P_1 — magn. 95×, 13. P_3 — magn. 110×, 14. P_4 magn. 90×.

Photographed by M. Švec
JSM-U3, GÚDŠ

Geologické práce, Správy 89, s. 175—180, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Miloš Siblík

PERM A PERMOTRIASOVÁ HRANICE V JIHOALPINSKÉM SEGMENTU ZÁPADNÍ TETHYDY

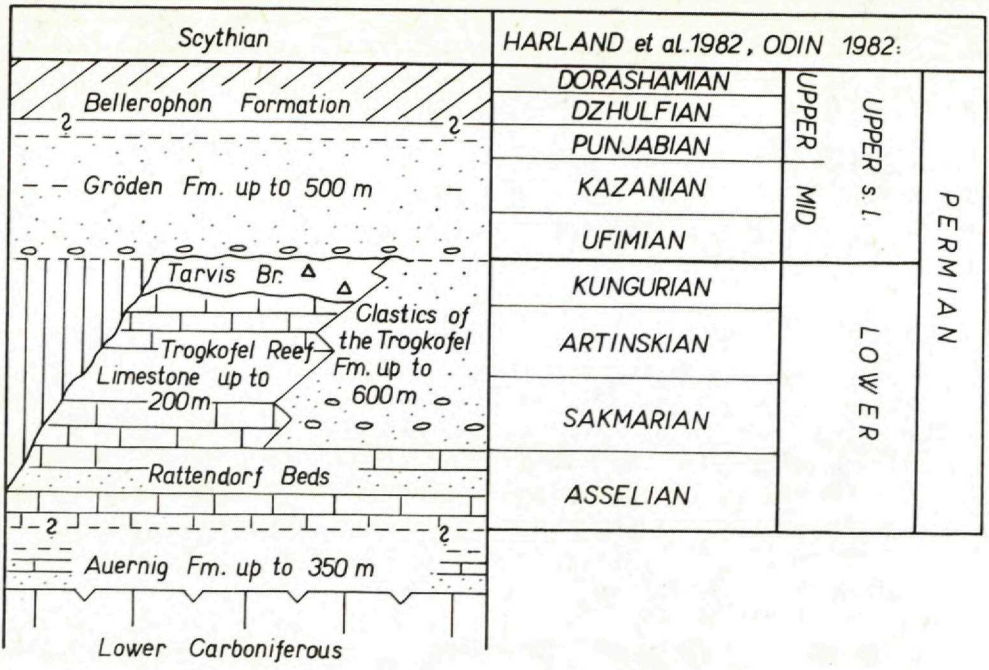
2 obr. v textu

Pod tímto názvem se v červenci 1986 konala v Brescii konference projektu IGCP č. 203 („Permotriasové eventy v Záp. Tethydě a jejich interkontinentální korelace") s exkurzí do Slovinska a východní částí italských Jižních Alp. Protože výzkum posledních let přinesl ve jmenované oblasti řadu významných poznatků, domnívám se, že je vhodné podat stručný přehled geologie permotriasu uvedeného regiónu, který může být zajímavý při srovnání s poměry v Západních Karpatech.

Svrchní karbon a perm leží v Jižních Alpách diskordantně na hercynském podloží, které na západě podlehlo výrazné regionální metamorfóze, zatímco na východě např. v Karnických Alpách je metamorfóza slabá až neznatelná. Lze rozeznat 2 sedimentační cykly: během prvního z nich (svrchní karbon až spodní perm) vznikaly mocné sedimentární a vulkanické sekvence v intermontánních pánvích, kdežto během cyklu druhého (střední až svrchní perm), odděleného naspodu výraznou diskordancí, vznikaly víceméně souvislé uloženiny transgresivního charakteru o velkém regionálním rozšíření.

Slovinsko: Významným objevem posledního období při výzkumu permu Karavanek bylo zjištění spodnopermské konodontové asociace s *Neogondolella slovenica, Anchignathodus minutus* a *A.* cf. *latidentatus*. V Jižních Karavankách leží nad nekompletními rattendorfskými vrstvami platformní trogkofelský vápenec (sakmar-artinsk) s bohatou faunou brachiopodů, fusulin a vápnitých řas. Známou — dnes již klasickou — paleontologickou lokalitou v trogkofelském rifovém vápenci je Dolžanova soteska u Tržiče, odkud E. Schellwien (1900) a F. Heritsch (1938) popsali početnou faunu a flóru, mezi jiným na 80 druhů brachiopodů. Střednímu permu náleží výše ležící grödenské souvrství (Grödener Schichten = Val Gardena Fm.), tvořené načervenalými pískovci, břidlicemi a křemitými slepenci, interpretovanými jako sladkovodní sedimenty. Svrchnopermské souvrství s *Bellerophon* (tzv. žažarské vrstvy ve středním Slovinsku) má v nejvyšších polohách černé vrstevnaté vápence s malými foraminiferami a početnými řasami *Gymnocodiaceae*.

RNDr. M. Siblík, CSc., Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8 — Libeň



Obr. 1 Stratigrafické schema permu v Karavankách (podle A. RAMOVŠE)

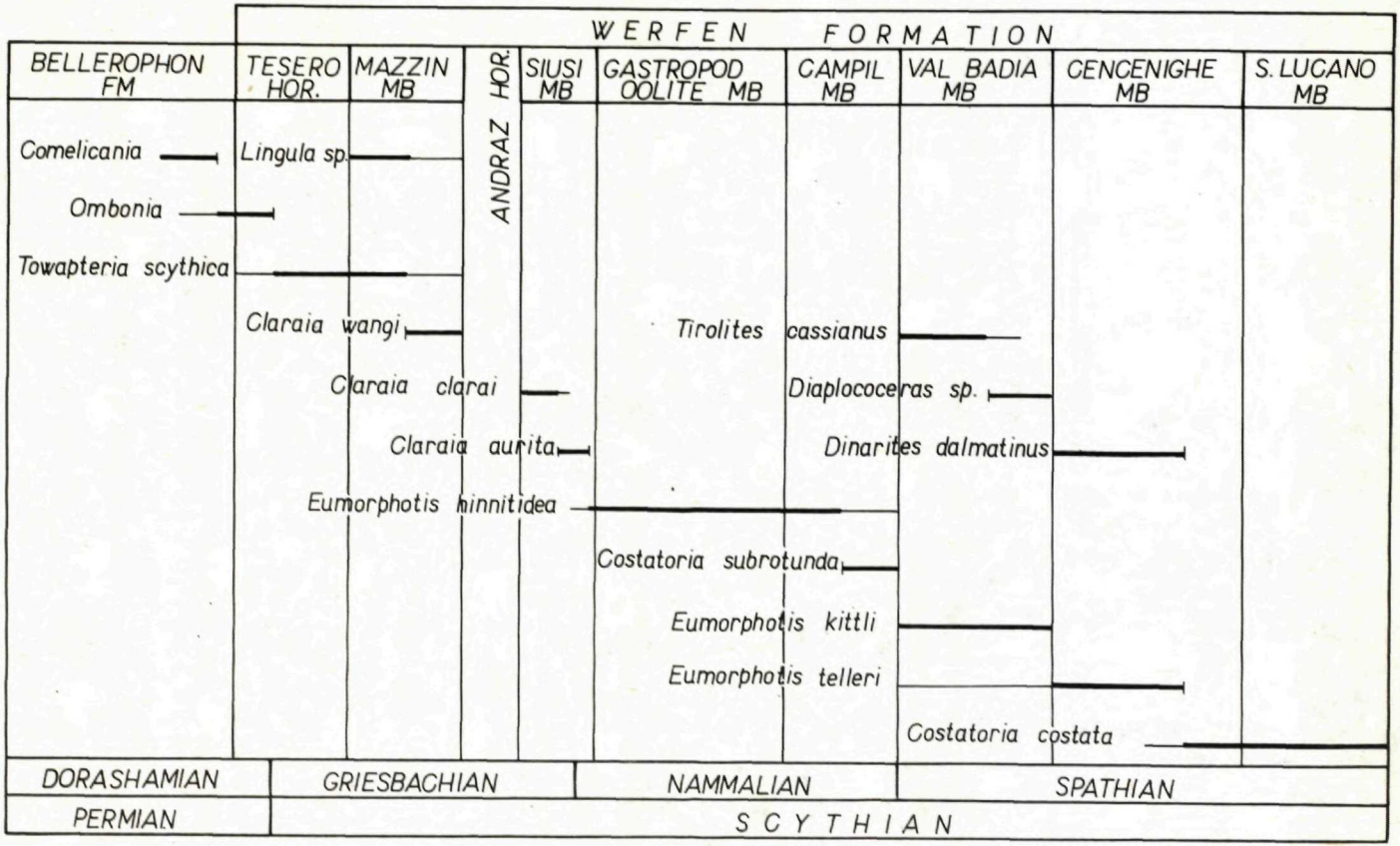
Přechod do nadložního spodního triasu je plynulý. Nejspodnější skyt (šedé laminované vápence či dolomity) postrádá určitelné fosilie, obsahuje však četné kónicky rourkovité organismy nejasného původu, z uloženin permu neznámé (např. lokality Lužnik v údolí Idrijce, Medvodje atd.).

Itálie: Spodnopermské tarviské brekcie („Tarvisio Breccia") jsou charakteristicky vyvinuty v Karnických Alpách mezi městy Comelico a Tarvisio. Obsahují přepracovaný materiál z podložních trogkofelských a rattendorfských karbonátů. Západně od této oblasti až do údolí Adiže je vývoj spodního permu jiný: na hercynském podloží leží místy waidbruckské slepence [Conglomerati di Ponte Gardena (Waidbruck)] permského a někde snad až svrchnokarbonského stáří a nad nimi následuje permská vulkanická série (Quartz-Porphyr Platte, Vulcaniti atesine), která v oblasti mezi Trentem a Horní Adiží dosahuje rozlohy přes 2000 km^2 a mocnosti někde až ke 2000 m. Transgresivní sekvence středního(?) a svrchního permu v oblasti od Karnických Alp k údolí Adiže je tvořena 2 litostratigrafickými jednotkami: grödenským souvrstvím (Grödener Schichten = Formazione di Val Gardena —) a souvrstvím s *Bellerophon* (Fm. a *Bellerophon*), které se místy prstovitě prostupují. Grödenské souvrství je tvořeno terigenními klastickými sedimenty částečně odpovídajícími typickým červeným vrstvám semiaridního původu. Naproti tomu souvrství s *Bellerophon* je tvořeno uloženinami velmi různorodými, které

vznikaly na mělkém šelfu a v otevřené laguně (karbonáty s foraminiferami a zbytky řas), v hypersalinních lagunách (dolomit, laminovaný sádrovec) či pobřežních sebchách (dolomit, laminovaný i nodulární sádrovec, slínovec). Celá tato středno (?) — až svrchnopermská sekvence překrývá v západní a střední části Dolomit krystalické podloží nebo spodnopermské vulkanity (tzv. Bozener Quartzporphyr). Permský komplex je překryt mělkomořským werfenským souvrstvím (Formazione di Werfen) spodního triasu, které má na bázi heteropické uloženiny dvojího typu: jednak oolitický horizont Tesero ve střední a západní části Dolomit a jednak mikritický člen Mazzin (Mazzin Mb) v oblasti Cadore a Karnických Alp.

Grödenské souvrství dosahuje velmi proměnlivé a i na malých vzdálenostech se měnicí mocnosti, od nulové v okolí Trenta až do více než 500 m v okolí Comelica. Z toho se dá soudit na sedimentaci probíhající na velmi nevyrovnaném povrchu, opakovaně zmlazovaném synsedimentární tektonikou. Stáří bazálních poloh může být tedy značně nejednotné v různých oblastech. Význačnými lokalitami jsou např. Würzjoch (Passo delle Erbe) a Bletterbach-Butterloch u Redagna v Dolomitech a Paularo v Karnických Alpách. Souvrství je tvořeno převážně červenými a šedými terigenními sedimenty (slepence, pískovce a jílovce), tvořícími několik strukturních těles (podle FARABEGOLLIHO a VIELA 1982 jsou 3), oddělených od sebe chemogenními sedimenty, počítanými k souvrství s *Bellerophon*. Faciální analýza grödenského souvrství doložila nánosy rozvodněných toků, jesepové a nivní uloženiny a dejekční kužele. Materiálovými zdroji byly jednak podložní permské vulkanity a jednak horniny předpermského krystalinika. Pro pískovce ležící mimo oblast Dolomit se udávají jako dodatečný zdroj granitické horniny. Věk spodní hranice celého souvrství v Karnických Alpách není znám; magnetostratigrafické měření asi 70 m pod svrchní hranicí souvrství na profilu v Paularo prokázalo stáří 250 miliónů let. Jedinou lokalitou, kde byla biostratigrafie podrobně studována, a to zvláště pomocí palynomorf, je profil v soutěsce Bletterbach-Butterloch. Tam se stáří spodní hranice souvrství předpokládá v rozmezí ? svrchní kapitan až nejspodnější džulf. Střednopermský věk této hranice se v jiných oblastech nedá vyloučit. Z paleontologických nálezů v grödenském souvrství je třeba připomenout kontinentální flóru pteridofyt (*Pecopteris, Lepidodendron* atd.) a gymnosperm (*Walchia, Voltzia, Ortiseia* atd.), šlépěje tetrapodů (*Rhincosauroides, Pachypes, Chirotherium* atd.) a z karbonátových poloh v souvrství marinní faunu nautilidů (*Pleuronautilus, Lopingoceras, Mojsvaroceras* atd.), mlžů (*Permophorus, Aviculopectenidae*) a foraminifer (*Glomospira, Earlandia*).

Spodní hranice výše ležícího souvrství s *Bellerophon* je neostrá a jeho celková mocnost kolísá od nuly v západních oblastech do 400—500 m v Cadore. Známými profily jsou např. Lavardet-Riota v jz. Karnických Alpách, Sass de Putia a Bletterbach v Dolomitech. Na profilech v jz. Karnických Alpách a Cadore, kde jsou díky rychlejší subsidenci sedimentační pánve mocnosti celého souvrství značnější, je cykličnost sedimentace dobře patrna. Transgresivní sekvence je tvořena evapority, výše dolomity a nakonec fosiliferními vápenci; cykly mají mocnost 50—200 m. Výskyt fosilií v souvrství s *Bellerophon* je faciálně podmíněn. Dolomity a evapority uzavřené laguny,



Obr. 2 Rozšíření hlavních taxonů ve werfenském souvrství (R. POSENATO—C. NERI; biozóny podle C. BROGLIO LORIGY et al. 1983)

sledy pobřežní sebchy a regresivních pískovců jsou normálně sterilní (výjimečné nálezy poskytly rody *Bakevellia* a eurytopické mikrofosilie jako *Glomospira, Cyclogyra* a *Earlandia*). Naopak velmi početné společenstvo pochází z facie otevřené laguny (*Stearoceras, Tirolonautilus, Towapteria, Aviculopecten, Bellerophon, Trachynerita, Globivalvulina, Reichelina, Staffela* atd.). Nejvyšší část souvrství je v Dolomitech, Cadore a Karnických Alpách tvořena tmavými slínovci a vápenci dorashamu o mocnostech do 2 m s faunou brachiopodů (*Comelicania, Janiceps, Ombonia, Araxathyris*) a fusulin (*Palaeofusulina, Nankinella* atd.) a představuje nové rozšíření mělkovodní šelfové facie na rozlehlé území. V Dolomitech je tato nejvyšší transgresivní část souvrství překryta bez náznaku stratigrafického přerušení horizontem Tesero.

Horizont Tesero je v nejspodnějších partiích oolitický, směrem do nadloží mu však zrnitosti ubývá. Dosahuje mocnosti kolem 25 m kolem Trenta, vykliňuje směrem východním a severním a je pak místy nahražen mikritickým členem Mazzin (Mazzin Mb.). Z regionálního hlediska oba tyto spodní členy werfenského souvrství do sebe vzájemně prstovitě přecházejí. Nejspodnější části horizontu Tesero v centrálních a západních Dolomitech obsahují permskou faunu (např. *Towapteria, Ombonia, Spinomarginifera, Bellerophon*, z mikrofosilií *Nankinella, Reichelina, Robuloides, Palaeofusulina* atd.), kterou není možno považovat za přemístěnou z podložního souvrství s *Bellerophon*. Litostratigrafická hranice mezi souvrstvími s *Bellerophon* a werfenským byla donedávna považována rovněž za hranici chronostratigrafickou mezi permem a triasem (např. Assereto et al. 1973). Běžný výskyt řady permských taxonů nad hranicí werfenského souvrství poukazuje však na to, že permotriasová hranice leží uvnitř werfenského souvrství (uvnitř horizontu Tesero) a ne na jeho bázi, a může být vymezena horní částí poloh obsahujících nejvyšší permské fosilie (Pasini 1985; Broglio Loriga et al. 1986). Známé výskyty horizontu Tesero s dobře sledovatelnou hranicí permu a triasu jsou např. Dierico a Casera Federata v Karnických Alpách, v Dolomitech pak Sass de Putia a typová lokalita Tesero.

Celé werfenské souvrství („Servino" v Lombardii) je tvořeno karbonatickými a terigenními sedimenty dosahujícími mocnosti od 150 m v Lombardii do 600—700 m v Cadore. Reprezentativní profil werfenským souvrstvím (přes 450 m mocným) se nachází v západních Dolomitech v okolí vrcholu Uomo (2488 m), sv. od průsmyku S. Pellegrino (Costabella). V celém souvrství bylo v Dolomitech rozlišeno 9 litostratigrafických jednotek sledovatelných prakticky od východní Lombardie až do Karnických Alp (viz obr. 2). Souvrství ve směru od západu k východu postupně nasedá na „Verrucano Lombardo", pískovce Val Gardena, na lagunární a nakonec pak na šelfovou facii souvrství s *Bellerophon*. Za konformní se považuje styk s podložím alespoň v oblasti východně od údolí Adiže. Na werfenské souvrství nasedají souhlasně tzv. spodní dolomity Serla (Sarldolomit = Dolomia di Serla) svrchního skytu (?)-spodního anisu, příp. jejich ekvivalenty „Carniola di Bovegno" v Lombardii či souvrství Lusnizza v Karnických Alpách a Cadore nebo svrchnoaniské slepence (Conglomerato di Richthofen a „Ugovizza Breccia") v oblasti záp. Dolomit a sv. Karnických Alp, které dokazují pozdněaniský zdvih spojený s výraznou erozí. Větší část skytské sekvence byla uložena na mělkém šelfu s dosahem

častého vlivu bouřkových vln, což se projevilo sedimentací rychle se střídajících kalových a písčitých litotypů (ty často s patrným gradačním zvrstvením, rovnou i zvlněnou laminací, čeřinami atd.). Pravidelné přerušování mělkovodní sedimentace werfenského souvrství supratidálními epizodami regionálního rozsahu se projevilo v oblasti Dolomit nejvíce v horizontu Andraz, nejsvrchnějších částech členů Siusi a Campil a v členu S. Lucano. Výskyt těchto epizod a jejich téměř isochronní charakter, stejně jako rozšíření terigenních klastických těles uvnitř sekvence umožnily rozčlenění werfenského souvrství do několika megacyklů transgresí a regresí podmiňovaných pravděpodobně eustatickou oscilací i tektonicky (FARABEGOLI-VIEL 1982, BROGLIO LORIGA et al. 1983). Složení fosilních společenstev werfenské formace bylo výrazně ochuzeno hromadným vymíráním koncem permu a omezeno podstatným zmenšováním rozlohy epikontinentálního moře. V nejstarším období (odpovídajícím členům Mazzin a Siusi) bylo charakterizováno nízkou diverzitou a často monotypickými faunami (ostrakodi, *Lingula, Neoschizodus, Unionites,* mikrogastropodi), vymizely některé taxony, které přežily permotriasovou krizi (např. *Towapteria* a *Bellerophon*). Během nammalu a spatu následoval postupný přechod k normálním mořským podmínkám, umožňujícím opětné osídlování vhodných ekologických niší. Tak se některé bentonické organismy, které mají normálně minimální biostratigrafickou hodnotu, staly podle BROGLIO LORIGY et al. (1983) význačnými vůdčími typy pro skyt: spodní část griesbachu obsahuje zónu s *Lingula*, na ni navazuje zóna s *Claraia* (s 3 subzónami), výše zóna s *Eumorphotis* (opět se 3 subzónami), nejvyšší spat je charakterizován zónou s *Costatoria costata*. Amoniti (*Tirolites cassianus*) se objevují nejdříve ve spatu (Val Badia Mb.).

Jiný vývoj jihoalpského permotriasu probíhal západně od údolí Adiže, kde byla Tethyda v té době omezena pevninou. Tektonickou a vulkanickou činností tam vzniklo několik pánví, kde se ukládala říční a jezerní klastika (Formazione di Collio, Conglomerato del Dosso dei Galli atd.), jejichž stáří se odhaduje na spodní — ?střední perm podle rostlinných zbytků a stop tetrapodů ze souvrství Collio, pro což svědčí i radiometrické stanovení stáří ryolitických ignimbritů z oblasti Trento-Bolzano, které do tohoto souvrství laterálně přecházejí, na 270 miliónů let. Po následné tektonické a později erozivní aktivitě nasedají výše heterochronní svrchnopermské červené vrstvy („Verrucano Lombardo") kontinentálního původu. Na ně pak bez náznaku přerušení sedimentovaly pískovce, siltovce a dolomikrity werfenského souvrství — tzv. „Servino" — již mořského původu.

Explanations to Figures

Fig. 1 Stratigraphical scheme of Permian in Karavanke Alps (after RAMOVSH)

Fig. 2 Distribution of main taxa in Werfenian Formation (R. POSENATO—C. NERI; biozones according to C. BROGLIO LORIGA et al. 1983)

Geologické práce, Správy 89, s. 181—192, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Ян Грегуш—Ярослав Гашко—Балжинян Дэлгэрцогт

УМУН-ДЭЛГЭРСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ОЛОВА

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present the most recent data on high-temperature quartz-Sn mineralization in the Chentej ajmak in NE Mongolia. The mineralization has not the character of an industrial accumulation, and preserved is most likely only its root part.

Оловянное рудопроявление Умун-Дэлгэр расположено восточнее Улан-Батора (примерно 320 км), в Хэнтэйском аймаке Восточной Монголии, в юго-западной части Керуленского прогиба (рис. 1). Открыто изучалось с поверхности в 1952 г. при поисково-съемочных работах масштаба 1:50 000 (К. П. Плюснин и др. 1953). Позднее изучалось с поверхности в 1972 г. В. А. Ананьиным (штуфное опробование) и в 1974 г. П. Гепнаром (пройдено 128 м^3 канав в зонах окварцевания с видимой оловянной минерализацией). При этом было установлено содержание олова от 0,001 до 0,03 %, редко от 1,0 до 3,0 %.

Учитывая слабую изученность рудопроявления, проектом было предусмотрено проведение на его площади детальных поисков масштаба 1:10 000.

В результате этих работ были составлены: геологическая карта масштаба 1:10 000, карта фактического материала масштаба 1:10 000, карта литохимического опробованя масштаба 1:10 000, охватывающие площадь 10, 1 км^2, карта изолиний аномального магнитного поля $\Delta T[_{н}T]$ и карта изолиний отфильтрованного аномального магнитного поля $\Delta T[_{н}T]$ в масштабах 1:10 000.

Геологическое строение

Район Умун-Дэлгэрского рудопроявления олова в своей средней части сложен гранитоидами палеозойского возраста, которые на севере

RNDr. J. Greguš, CSc., RNDr. Jaroslav Haško, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava, B. Delgercogt, Medzinárodná geologická expedícia MoĽR.

Рис. 1
1 — Обзорная схема района деятельности Международной геологической экспедиции в МНР
2 — Коренное рудопроявление олова — Умун-Дэлгэр

обрамляются полосой метаморфических пород, а на юге перекрыты осадочно-эффузивной цаганцабской свитой (J_3—K_1 cc_1) и породами протерозойского возраста (R_2-v). На всей этой площади четко проявлены тектонические структуры св. направления, которые здесь заложены еще в протерозое.

По петрографическому составу это пестрые гнейсы, мигматиты с включениями метабазитов, однородные породы филлитового характера с прослоями кварцитов. Контакт обоих комплексов тектонический. По видимому, гнейсовый комплекс, который местами постепенно переходит в граниты и гранито-гнейсы, представлен блоками более глубоких ярусов в отличие от юв. части, где преобладают породы типа фельзит-порфиров (R_2-v).

В кровле фельзит-порфирового комплекса у его св. края развита цаганцабская осадочно-эффузивная свита. Этот комплекс песчаников, конгломератов и туфитов на юв. ограничен тектоническим нарушением. Кроме четко выраженных разрывных нарушений св. направленя, вдоль которых развиты гранитные интрузии и перемещены осадочные комплексы, на рассматриваемой территории проявляются и более молодые поперечные сбросовые системы сз. направления, имеющие вместе с первыми глыбовое строение.

По результатам (поисково-съемочных) наблюдений отмечается, что заложение этих сбросов прошло, по всей вероятности, еще в доранне палеозойское время, поскольку на формирование интрузий раннепалеозойских гранитов влияли эти структуры. Кроме вышеописанных двух основных тектонических направлений, подчиненную роль играют структуры широтного и меридионального направлений, которы вблизи рудопроявления олова проявились лишь в виде трещиноватости, и к ним приурочены кварцевые жилы и зоны прожилкования.

Главные долгоживущие нарушения св. и сз. направлений, создающие сложное глыбовое строение, имеют различную интенсивность движений, в том числе в узлах пересечений. Найболее интенсивной и важной частью территории, с точки зрения оловорудной минерализации, является центральная часть, сложенная гранитоидами, возраст которых согласно литературным данным, нижнепалеозойский.

Большая часть площади сложена биотитовыми, среднезернистыми, слабо гнейсовидными гранитами серой окраски, относящимися к третьей фазе керуленской интрузивной серии ($\gamma_3 PZ_1k$).

Самые молодые граниты, относящиеся к мезозою, обнажаются на поверхности в 7—9 км к северу и к северо-западу от рудопроявления, образуя Мандалингольский массив, сформированный на пересечении сбросов св. и сз. направлений. В районе рудопроявления к этой интрузии отнесен и двуслюдяной вплоть до мусковитового среднезернистый гранит. Присутствие этих интрузивных пород проявляется на поверхности в виде аплитов с мусковитом, значительным привносом мусковита в рудные тела рудопроявления и образованием мусковита вблизи нарушений. Площадь покрыта четвертичными отложениями, которые генетически можно отнести к аллювиальным, делювиальным, эоловым и флювиальным, со взаимными переходами. Как с генетической, так и с петрографической точек зрения преобладают смешанные и переходные типы.

Площадь рудопроявления имеет простое геологическое строение. Фундамент сложен гранитоидами керуленского комплекса ($\gamma_3 PZ_1k$, $\gamma_1 Pz_1k$,$\gamma'_2 PZ_1k$?).

Раннепалеозойские интрузии керуленского комплекса представлены гранитами, плагиогранитами лейкократовыми, биотитовыми, мусковитовыми мелко-среднезернистыми светло-серыми слабо огнейсованными ($\gamma_3 PZ_1k$), гранитами биотитовыми розовато-серыми крупнозернистыми вплоть до порфировидных ($\gamma_2 PZ_1k$) и гранитами, граносиенитами лейкократовыми, биотитовыми розовато-серыми крупнозернистыми порфировидными, в разной степени огнейсованными и катаклизированными ($\gamma'_2 PZ_1k$?).

Из дайковых и жильных образований были обнаружены дайки аплит-гранитов, аплитов, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов, микродиоритов, габбро-диабазов, диабазов, ксенолиты амфиболитов, фельзит-порфиритов, кварц-слюдняных сланцев и крутопадающие жилы молочно-серого кварца.

Коренное проявление олова касситерит-кварцевой формации приурочено к юго-возточному экзоконтакту Жанчублинского массива ($\gamma J_{1-2}ž$) и локализовано в мелко-среднезернистых светло-серых, слабо гнейсовидных биотитовых, лейкократовых гранитах и плагиогранитах ($\gamma_3 PZ_1k$).

Результаты поисковых наблюдений

Оруденение приурочено к неправильной форме кварцево-жильных образований и зонам прожилкования, образующим пятнисто-полосчатые тела в гранитоидах, ориентированные в сз. — ссз. направлении и имеющие протяженность от 10 до 150 м. Эти тела развиты вблизи тектонических нарушений зсз., сз. и ссв. направления. Прожилкование образовано системой параллельных жилок и окварцеванием по тончайшим трещинам. Кварцевые прожилки редко достигают мощности превышающей 10 см, преобладают мощности от 0,5 до 3—5 см. Выделяются кварцевые прожилки серого цвета со слюдяными оторочками и грейзенизацией (от 1 до 10 мм) и без них.

Простирание и падение кварцевых прожилков следующее:

а) с оторочками светлых слюд
136—158°/15°, 43—70° к СВ;

б) с оторочками светлых слюд + лемы грейзенизации
138—150°/45—60° к СВ, 130—148°/15, 65—85° к С, ЮЗ;
120—124°/45—75° к ЮЗ;

в) без присутствия оторочек светлых слюд и грейзенизации
90—138°/45—80° к С, 230—260°/75—80° к С;
124—140°/45—80° к ССВ, 132—162°/35—60° к СВ;
168—182°/45—80° к В, 248—264°/35—85° к Ю;
130—140°/10°, 45—75° к ЮЗ, 130—150°/90°.

Таким образом, жильные образования и окварцевание проходят по поперечной системе растрескивания, перпендикулярной к направлению гранитоидов (гранитоиды ориентированы в св. направлении). Длина кварцевых прожилков колеблется от 0,1 до 0,5 м, только кварцевые прожилки с падением 45—75° на СВ — 1,0—15,0 м, 70—80° на ЮЗ — 0,5—13,0 м, 50—65° на Ю — 2,0—8,0 м, 70—90° на С — 2,0—8,0 и имеют сравнительно большую протяженность. Кроме них имеются также разноориентированные тонкие трещинки, соединяющие отдельные параллельные прожилки между собой. Минеральный состав прожилков однообразный. В зальбандах — окаймление светлой слюды и окварцевание (до 3 см), внутренняя часть выполнена мутным серым или бело-серым кварцем.

На площади рудопроявления присутствуют отдельные жилы молочно-серого кварца сз. и ссв. простирания. Эти жилы мощностью 0,3—1,5 м не имеют слюдяной оторочки и не создают в зальбандах силицифированные (грейзенизированные) зоны. В них не было макроскопически установлено оруденение касситерита, хотя они и находятся в прямой связи с прожилкованием.

Собственно касситеритовое оруденение возникало парагенетически с образованием «грейзенов» и светлых слюд, а более поздний этап, видимо

является совершенно стерильным. Грейзенизированные зоны достигают размеров 15 × 30 м, в отдельных случаях 40 × 100 м. Наряду с касситеритом присутствует светло-фиолетовый флюорит, образующий зерна и мелкие друзы размером до 15 мм, а также отмечается находка прозрачного чистого бесцветного топаза размером 3 мм (П. Гепнар и др. 1974). Оловорудная минерализация в прожилках, залегающих в гранитоидах, очень бедная (минералогические находки). Если прожилки локализованы в ксенолитах более основных пород, в них происходит отчетливое накопление касситерита, с размером кристаллов до 1—2 см, а также импрегнации и выделения почти мономинерального касситерита. Размеры кристаллов касситерита и агрегатов колеблются от 2 до 20 мм, чаще всего в пределах 2—5 мм. Если же кварцевый прожилок пересекает аплит, его мощность резко уменьшается и грейзенизация практически исчезает.

Касситерит встречается также и в гранитоидах, но только в тех случаях, когда они обогащены биотитом. В этих случаях касситерит обычно приурочен к участкам ослюдения, сопровождающимся флюоритизацией.

Из-за недостаточной обнаженности пород и с целью проверки продолжения оловянного оруденения и окварцевания на глубину, пройдена магистральная канава длинной 574 м, расположенная гипсометрически на 70 м ниже от участка с проявлением видимой оловянной минерализации (у подножья склона). Она вскрыла интенсивно окварцованные гранитоиды и зоны в гранитоидах с прожилками серого кварца мощностью 0,5—2,0 см и 1—3 см, кварцевые жилы молочно-серого кварца мощностью от 1 до 20 см, в отдельных случаях 40—80 см с крутым падением (70—85° к СВ, ЮВ, СЗ, ЮЗ). Также были вскрыты дайкообразные тела диорит-порфиритов, ксенолиты амфиболитов, амфиболитовых сланцев и зоны милонитизации. Рудная минерализация отсутствует.

По данным спектрального анализа 115 бороздовых и 129 пунктирно-бороздовых проб были установлены следующие содержания:

а) бороздовые пробы
Sn — 0,0005—0,002 %
Be — 0,0001—0,00015 %
Pb — 0,0005—0,002 %
Zn — 0,005—0,02 %

б) пунктирно-бороздовые пробы
Sn — 0,0002—0,0003 %
(0,007% — 2 пробы,
0,01 % — 1 проба)
Pb — 0,0015—0,002 %
Zn — 0,005—0,007 %

По спектральным анализам 9 проб протолочек, отобранных из окварцованных гранитов, вскрытых магистральной канавой (окварцевание в виде тонких серых прожилков), установлено содержание олова от 0,001 до 0,003 %.

Только в пробах-протолочках, отобранных из серых кварцевых прожилков с тонкой грейзеновой оторочкой и видимой касситеритовой минерализацией, установлены повышенные содержания олова от 0,1 до 0,15 %.

По результатам минералогического анализа отобранных протолочных проб:

а) из серых кварцевых прожилков в (γ_3PZ_1k) с оторочкой светлых слюд и лемами грейзенизации + видимая оловянная минерализация (касситерит до 1,5 см) установлено содержание минералов:

касситетит — 1023,2 г/т;
Магнетит — единичные знаки;
флюорит — редкие знаки;
сфен — единичные знаки.

б) из серых кварцевых прожилков в (γ_3PZ_1k) с оторочками светлых слюд установлено содержание минералов:

касситерит — 11,66 г/т
золото — 3 знак.
магнетит — 0,55 г/т
ильменит — 2,22 г/т
флюорит — 24,66 г/т
циркон — редкие знаки
апатит — редкие знаки
сфен — редкие знаки
монацит — единичные знаки
торит-оранжит — единичные знаки.

в) из серых кварцевых прожилков в (γ_3PZ_1k) установлено содержание минералов:

касситерит — единичные знаки — 274,0 г/т
золото — 1 знак (точ. наб. № 46015)
шеелит — единичные знаки
пирит — единичные знаки
арсенопирит — единичные знаки
магнетит — редкие знаки — 0,55 г/т
ильменит — единичные знаки — 2,22 г/т
флюорит — редкие знаки
сфен — единичные — редкие знаки
монацит — единичные знаки
циркон — редкие знаки — 1,66 г/т
апатит — единичные — редкие знаки
рутил — единичные знаки
анатаз — единичные знаки
ортит — редкие знаки — 0,55 г/т.

На изучаемом участке было отобрано 70 точечно-штуфных проб. Опробованию были подвергнуты серые кварцевые прожилки с грейзеновой оторочкой, зоны грейзенизации, серые кварцевые прожилки без грейзеновой оторочки и молочно-серые кварцевые жилы.

По спектральным анализам в серых кварцевых прожилках с грейзеновой оторочкой отмечаются содержания олова — от 0,0005 до 0,02 %, только в двух пробах с видимой касситеритовой

минерализацией было установлено 0,1 %, и 1,0 % олова; молиблена — до 0,0007 %; свинца — от 0,001 до 0,002 %, редко до 0,007 %; цинка — от 0,005 до 0,01%, редко 20 г/т; висмута — от 0,001 до 0,0015 % и серебра — 1 г/т.

В серых кварцевых прожилках без присутствия грейзеновой оторочки отмечаются содержания олова — от 0,0003 до 0,0007 %, редко 0,007 до 0,015 %; молибдена — от 0,0002 до 0,0007 %, свинца — от 0,001 до 0,007 %; цинка — от 0,005 до 0,01 %; висмута — от 0,001 до 0,003 % и серебра 1,5 г/т.

В молочно-серых кварцевых жилах установлены содержания олова — от 0,0002 до 0,0015 %, редко до 0,05 %; молибдена — до 0,0005 %; свинца — до 0,005 %; цинка — от 0,005 до 0,07 %, серебра — 2—5 г/т и висмута — до 0,005 %.

Результаты литогеохимического опробования

Кроме этого проводилось площадное литохимическое опробование в масштабе 1:10 000 (сеть 100 × 25 м) по 32 профилям длиной 3150 м.

В связи с плохой обнаженностью (10—20 %) отбирались пробы в основном по вторичным ореолам. И лишь на обнаженных участках опробовались коренные породы и кварцевые жилы.

По данным спектрального анализа литохимических проб по вторичным и первичным ореолам были установлены следующие содержания:

а) литохимические по вторичным ореолам

Sn — 0,0001—0,003 %

Mo — 0,0002—0,0005 %, очень редко 0,005 %

W — 0,002 %, редко 0,005 %

Ni — 0,003—0,007 %, редко 0,03 %

Cu — 0,001—0,007 %, редко 0,02 %

Pb — 0,0005—0,005 %, редко 0,05 %

Zn — 0,001—0,02 %, очень редко 0,3 %

Ag — 1—2 г/т — редко

б) литохимические по первичным ореолам

Sn — 0,0002—0,015 %, редко 0,03 %

Mo — 0,0001—0,002 %

W — 0,002—0,005 %, очень редко 0,02 %

Ni — 0,0005—0,015 %

Cu — 0,0005—0,007 %, очень редко 0,02 %

Pb — 0,0005—0,015 %

Zn — 0,002—0,03 %

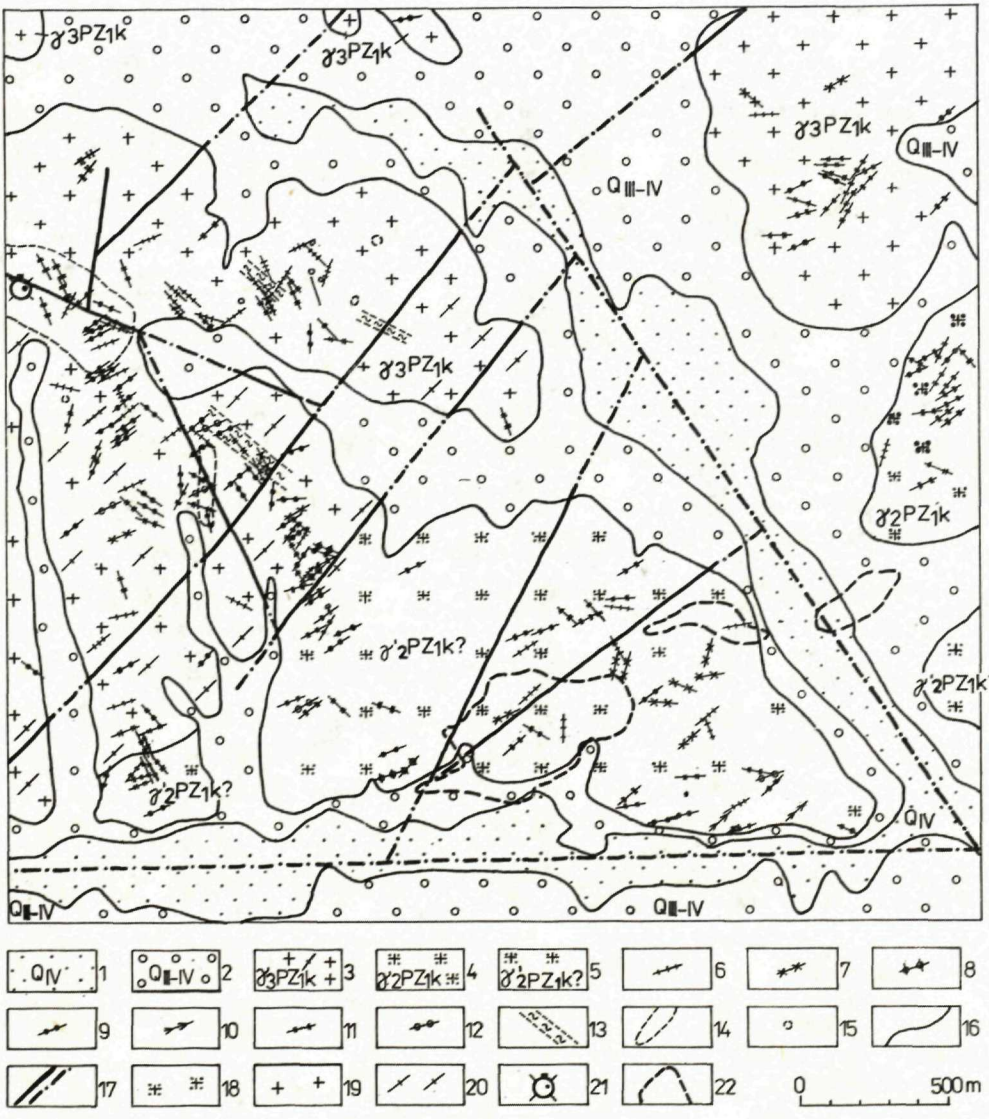
Ag — 0,1—1,5 г/т

Co — 0,0005—0,007 %

As — очень редко 0,1 % (1 проба)

Au — 0,002—0,003 г/т, редко 0,1—0,5 г/т, очень редко 1 г/т (1 проба)

Все данные спектрального анализа литохимического опробования по вторичным и первичным ореолам были подвергнуты математическо-статистической обработке. Для определения геохимического фона был сделан выбор по 100—150 проб для каждой фазы гранитов (γ_3PZ_1k, γ_2PZ_1k, γ'_2PZ_1k ?) — графическим методом при помощи вероятностного трафарета были определены местные фоновые содержания отдельных элементов, минимальные аномальные содержания 1σ, 2σ, 3σ и стандартное отклонение.



В результате этих работ составлялась карта комплексных геохимических аномалий соответствующего масштаба. В пределах аномалий мультипликативным методом была вычислена интенсивность умножением элементов ($W \times Sn \times Ag \times Zn \times Pb$). Интенсивность аномалии очень низкая, она колеблется между 0,01—100 и очень редко достигает 1000, что свидетельствует о развитии в коренных породах зон рассеянной оловянной минерализации. В качестве мультипликативного коэффициента зональности был использован следующий коэффициент:

$$K_3 = \frac{Zn \times Pb \times Ag}{W \times Mo \times Co}$$

Значения указанного коэффициента колеблются от 0,01 до 1,0 очень редко равны первим сотым, что отвечает корневым частям и подрудному срезу рудопроявления.

Вышеприведенные данные по всем видам опробования свидетель — ствуют об отсутствии в пределах описываемого рудопроявления промышленных концентраций олова. Относительно повышенные содержания олова и других элементов имеют локальный характер и не могут рассматриваться как аномалии. Изложенное позволяет сделать вывод, что минерализация носит рассеянный характер.

Приведенные данные минералогического анализа протолочных проб, отобранных из кварцевых прожилков, подтверждают тот факт, что они являются источником мелкого (0,1—0,3 мм) золота, встречающегося в касситеритовой россыпи Умун-Дэлгер (в пади Бельчир) и в долине Энх-Гола.

←

Рис. 2 Схематическая геологическая карта коренного рудопроявления олова — Умун-Дэлгэр
Четвертичные отложения: 1 — аллювиально-пролювиальные и алювиальные — пески, глини, суглинки, глинистый гравий, песок с гравием; 2 — делювиальные и элювиальные — глинистые, песчанистые и щебнистые. Раннепалеозойские интрузии (Керуленский комплекс): 3 — граниты, плагиограниты лейкократовые, биотитовые, мусковитовые, мелко-среднезернистые, светло-серые, слабо огнейсованные; 4 — граниты биотитовые, розовато-серые, крупнозернистые вплоть до порфировидных; 5 — граниты, граносиениты, лейкократовые, биотитовые, розоватосерые, крупнозернистые-порфировидные, в разной степени огнейсованные и катаклизированные; 6 — дайки аплитов ($\rho\pi PZ_1k$—J_{1-2} ž) 7 — дайки диорит-порфиритов ($\delta\pi PZ_1k$) и микродиоритов ($\mu\delta PZ_1k$) 8 — дайки габбро-диабазов ($\nu\beta PZ_1k$) и диабазов (βPZ_1k) 9 — ксенолиты амфиболитов (а); 10 — ксенолиты фельзит-порфиров ($\mu\gamma\pi R_2v$?) 11 — крутопадающие, молочно-серые кварцевые жилы без видимой рудной минерализации; 12 — кварц-слюдяные сланцы; 13 — грейзенизация; 14 — зона окварцевания в виде кварцевых прожилков серого кварца, окаймленного светлыми слюдами и грейзенизацией вмещающих пород, а также без окаймления и грейзенизации; 15 — окварцевание в виде кварцевых прожилков на мелкой площади; 16 — геологические границы между разновозрастными образованиями; 17 — разрывные нарушения: достоверные — сплошная линия, предполагаемые — пунктирная линия, выделены по дешифрированию АФС и по геологическим данным; 18 — граниты порфировидные; 19 — граниты среднезернистые; 20 — граниты гнейсовидные; 21 — местоположение коренного рудопроявления кварц-касситеритовой формации; 22 — площади магнитных аномалий

На рудопроявлении была проведена наземная магнитная съемка масштаба 1:10 000 (сеть 100 × 25 м). В итоге в юв. части участка выявлена положительная аномалия с размерами около 0,35 × 2,0 км, в пределах которой наблюдаются два максимума с амплитудой 100—200 нТ. По профилям, проходящим через св. и юз. максимумы аномалии, оценена глубина верхней кромки возмущающего объекта способом касательных, погрешность которого может достигать 50%. Глубина верхней кромки аномалиеобразующего объекта на северо-восточном максимуме составляет 70 м, а на юго-западном — 130 м.

Выявленная аномалия приурочена к разлому (рис. 2) и расположена на площади распространения гранитоидов нижне-палеозойского возраста (γ'_2PZ_1k ?).

По форме и структуре аномалии предполагается, что она либо связана с появлением магнитных минералов (в протолочках и шлифах определен магнетит) в связи с изменением фазы гранитоидов, а максимумы внутри аномалии вызваны относительным обогащением этими минералами, или она вызвана расположением на глубине гранитного купола, возможно несущего (по данным литохимических поисков) рассеянную оловянную минерализацию с сопутствующими минералами.

Заключение

Суммируя все вышеизложенное можно сделать вывод, что оловоносные гранитоиды приурочены к зоне нарушений, что способствовало формированию в породах чехла, сложенного здесь древними гнейсовидными гранитоидами и первичным рудным проявлениям олова на сравнительно большой площади. За счет этих рудопроявлений произошло образование здесь Умун-Дэлгерской россыпи. Локализация первичных руд отчетливо зависит от литологии вмещающих пород. Наиболее благоприятной средой — геохимическим барьером — для рудоотложения стали ксенолиты основных пород, влияние которых на интенсивность оруденения довольно значительное.

Касситерит образует одиночные кристаллы и их агрегаты. Облик как одиночных кристаллов, так и слагающих агрегатов дипирамидальный. Судя о имеющимся литературным данным, касситериты такого габитуса типичны для высокотемпературных зон. Это подтверждает предположение о том, что оруденение относится к высокотемпературному типу средных и значительных глубин формирования.

Отличительными особенностями минерального состава рудоносных прожилков, которые типичны для касситерит-кварцевого типа, на Умун-Дэлгерском рудопроявлении являются: резкое преобладание кварца, количество которого в них достигает 97 и более %; практическое отсутствие турмалина, сульфидов меди, свинца, цинка; постоянное присутствие в виде примеси висмута, тантала и ниобия; отсутствие

молибденита; частое присутствие мусковита, акцессорных циркона, апатита, ортита, сфена, монацита, анатаза, рутила, торит-оранжита, шеелита, магнетита, ильменита, пирита, арсенопирита, золота, флюорита, берилла и топаза.

Наличие тантала и ниобия в касситеритах кварцевого и грейзенового типов является характерной особенностью месторождений касситерит-кварцевой формации (С. Ф. Лугов и др. 1976). Среднее содержание примеси тантала в касситеритах месторождений жильного типа колеблется от 0,01 до 0,1 % и в среднем не превышает 0,03—0,08 %.

Анализ большого фактического материала по особенностям распределения элементов-примесей редких металлов в касситеритах касситерит-кварцевой формации позволяет утверждать, что повышенные содержания тантала (более 0,1—0,2 %), как правило, характерны для глубоких частей рудных тел.

Из сказанного вытекает, что элементы примеси (тантал, ниобий) в касситеритах жильных кварцевых образований локальных рудных узлов могут являться важным критерием оценки глубины эрозионного среза месторождений данного типа, следовательно, и при прогнозировании перспектив промышленного оруденения.

Касситерит Умун-Дэлгэрского рудопроявления содержит до 0,7 % ниобия и тантала (В. А. Благонравов и др. 1983), что показывает на его глубокий эрозионный срез.

Содержание тантала и ниобия в касситеритах в какой-то мере также может характеризовать формационный тип оловянного оруденения.

В частности по содержанию тантала и ниобия касситерит-кварцевая формация резко отличается от касситерит-силикатной формации, в которой касситерит содержит тантал и инобий на один — два порядка ниже, порой они практически отсутствуют (С. Ф. Лугов—Б. В. Макеев —Т. М. Потапова 1972).

Таким образом, все полученные данные позволяют сделать вывод, что изучаемая площадь коренного рудопроявления олова Умун-Дэлгер ввиду слабой рассеянной минерализации и сравнительно грубокого эрозионного среза является бесперспективной на выявление промышленного оруденения.

Литература

Ананьин, В. А.—Барас, З. 1972: Информационный отчет по результатам геологических работ, проведенных Южно-Хэнтэйской партией в 1971 г. в районе Умун-Дэлгэрского месторождения олова. — Государственный фонд, Улан-Батор.

Благонравов, В. А. и др. 1985: Отчет о результатах обобщения геолого-геофизических материалов по территории Северо-Керуленского района Монгольской Народной Республики. — Фонды МГЭ, Улан-Батор.

Гепнар, П. и др. 1975: Заключительный отчет о поисковых работах россыпных месторождений олова и вольфрама в области Хэнтэя за 1971—1974 гг. — Улан-Батор — Прага.

Лугов, С. Ф.—Макеев, Б. В.—Потапова, Т. М. 1972: Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-востока СССР. — Недра, Москва, 360.

Лугов, С. Ф. 1976: Основные типы оловорудных районов. — Недра, Москва, 231.

Плюснин, К. Л. и др. 1953: Отчёт о результатах поисково-съёмочных работ м-ба 1:50 000, проведенных в области Хэнтэя. — Государственный фонд, Улан-Батор.

Хован, М.—Грегуш, Я. и др. 1985: Технический проект на производство поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 партией № 38 МГЭ в МНР в 1984—1985 гг. — фонды МГЭ, Улан-Батор.

J. Greguš—J. Haško—B. Delgercogt

Lead at Umun-Delger

Summary

The primary Sn-mineraliztion of the locality Umun-Delger is about 320 km E of Ulan-Bátar, in the Khentey aymak (Fig. 1). Since the primary Sn-mineralization was not sufficiently explored, it was necessary to perform detail prospection according to the scale 1:10 000.

The primary Sn-mineralization is on the SE exocontact of the Zhanchublin (Mesozoic) massif consisting of light-grey medium-grained, partly schistose biotite leucocrate granites and plagiogranites of the intrusive Kerulen complex (γ_3PZ_1k). The silicification zones are near WNW, NW, NNE-striking tectonic disturbances, and consist of grey quartz veins. Thicknesses ranging from 0.5 to 5 cm dominate. Three types of quartz veins have been distinguished: a) veins with light-coloured mica fringes, b) with light-coloured mica fringes + greisenization rims, c) without both rims. The cassiterite mineralization proper was paragenetic with greisens and light-coloured micas. Later stages were sterile. Mineralogical analyses of 13 samples taken for the study of accessory minerals from silicification zones identified cassiterite, gold, ilmenite, magnetite, scheelite, pyrite, arzenopyrite, fluorite, titanite, zircon, apatite, monasite, rutile, anatase, orthite, thorite-orangite. The results of mineralogical analyses show that gold was for the first time identified at this locality and that it is a source of minor (0.1—0.3 mm) gold present in the Umun-Delger placer deposit.

Sn-contents 0.0005—0.002%, scarcely 0.1—1.0 % (visible Sn-mineralization) were determined by spectral analysis of cut, point and metallometric samples. The results of spectral analyses of geochemical sampling were treated by methematical-statistical methods. A map of complex geochemical anomalies was compiled and multiplicative method was applied to determine the intensity of anomalies ($W \times Sn \times Ag \times Zn \times Pb$).

The intensity is low, varying between 0.01—100, scarcely ranging to 1000. It is a proof of dispersed Sn-mineralization in primary rocks. The values of calculated zoning coefficient vary from 0.01 to 1.0, scarcely to 100. They correspond to root parts and undercut of mineralization.

Magnetometric measurements in the SE part of the area studied (Fig. 2) revealed a local anomaly of the size 0.35×2.0 km. The anomaly is associated with a NE tectonic disturbance and extends over the second phase (γ'_2PZ_1k ?) of the Kerulen complex. The granitoids and the magnetic anomaly did not display any silicification zones, primary cassiterite mineralization, any distinguished geochemical anomalies.

At the Umun-Delger locality, mineral composition of ore-bearing quartz veins, typical of the quartz-cassiterite type of mineralization is characterized by markedly dominant quartz (—97 % and more), the absence of tourmaline, Cu-, Pb-, Zn-sulphides, permanent presence of Bi-, Te-, Nb-admixtures, the absence of molybdenite, frequent muscovite, accessory zircon, apatite, orthite, titanite, monasite, anatase, rutile, fluorite, beryl, topaz, scheelite, gold, magnetite, ilmenite, pyrite and arsenopyrite. Economically interesting cassiterite accumulations were not proved because of deep erosion. Dispersed cassiterite mineralization was proved.

Geologické práce, Správy 89, s. 193—194, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

Recenzia

D. ĎURICA—J. G. NAMESTNIKOV—I. PAGÁČ—Z. ROTH:

Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe

Mineralia slovaca, monografia, Alfa Bratislava 1986, 1—284, obr. 108, rozsiahle anglické resumé (59 strán).

V publikovanej práci sú predložené základné geologické údaje o ropoplynonosných panvách či rajónoch strednej Európy, alebo presnejšie, na území medzi Baltickým, Čiernym a Adriatickým morom. Ide o 13 rozsiahlych panví a roponosných zón, ktoré sú podľa vzťahu k alpidám strednej Európy rozdelené na ropoplynonosné panvy: 1. platformných oblastí; 2. oblastí alpínskeho vrásnenia a 3. oblastí na styku platforiem s alpidami.

V úvodnej kapitole sú stručne rozvedené základy geologickej stavby Európy. Je na škodu veci, že túto kapitolu autori nedoplnili jednoduchými schémami, na ktorých by boli zobrazené základné prvky stavby. Zvlášť absentuje schéma, ktorá by zobrazovala platformy a ich limitujúce, resp. členiace štruktúrne prvky. V kapitole sú niektoré nepresnosti — Vysoké Tatry napríklad nemožno považovať za južné vymedzenie centrálnokarpatského paleogénu Západných Karpát (str. 21) a výplňou alpsko-karpatskej čelnej priehlbiny medzi Tullnom a Krakowom je aj egenburg, nielen karpat, ako je uvedené na str. 28.

V celej knihe sú zmiešané dva odlišné typy panví: vnútrohorské (intra-deep) a medzihorské (back-deep), ktoré v západokarpatskej oblasti jasne definoval T. BUDAY (1961, 1963, 1965, 1967).

Nosnými kapitolami knihy sú tie, v ktorých je opis jednotlivých ropoplynonosných panví. Opis pozostáva z charakteristiky podložia panvy a jej hlavných štruktúrnych etáží, ďalej sú uvedené hlavne štruktúrne prvky a v závere je stručná charakteristika ložísk ropy a plynu so základnými údajmi o hlavných produktívnych vrstvách či súvrstviach, o pomere ropy a plynu v ložiskách, o kvalitatívnych vlastnostiach ropy a o zložení plynu. Tieto kapitoly sú vhodne ilustrované. Medzi obrázkami spravidla nechýba súborná a inštruktívna stratigraficko-litologická rubrika s vyznačením produktívnych obzorov.

Autori sa úplne nevyporiadali s geochronológiou mladého terciéru, zvlášť v stratigrafických tabuľkách (str. 98, 99, 144—145, 151) kladú hranicu miocén/pliocén podľa už prežitých predstáv na hranicu sarmat/panón, hoci už od začiatku 70-tych rokov je známe, že báza stratotypu pliocénu zodpovedá približne 5,2 Ma a prinajmenšom od polovice 70-tych rokov je známe, že hranica samrat/panón zodpovedá 10—11 Ma. Tabuľka na str. 127 je výnimkou a v niektorých ďalších tabuľkách (str. 152—153) je spodná hranica pliocénu interpretovaná ako báza pontu, ale aj táto hranica je staršia ako 5,2 Ma.

Autori si zvolili nezhodný koncept panónu, ktorý v minulosti používali maďarski geológovia; panón chápali ako obdobie medzi sarmatom a pleistocénom, avšak, ako ukázal 8. kongres RCMNS v Budapešti (1985), a tiež t. č. posledný diel edície Chronostratigraphie und Neostratotypen — Pannonien (A. PAPP et al. 1985, Budapest), aj maďarski geológovia už od tohto konceptu ustúpili a za panón považujú obdobie približne medzi 11,0 a 8,0 Ma.

Aj v iných súvislostiach autori sú v geochronológii nedôslední. Napríklad v súvislosti a panónskou panvou opisujú aj chat (str. 119) aj eger (str. 123), čiže synonymá približne totožného časového obdobia v dvoch rôznych regionálnych geochronologických škálach. V niektorých tabuľkách (napr. na str. 70+, 152—153) uvádzajú tortón pod sarmatom ako ekvivalent bádenu. Mediteránny stupeň tortón je však ekvivalentom centrálnoparatetýdneho stupňa panón.

Tabuľky s takýmito chybami sú zväčša prevzaté zo staršej literatúry. Nič však autorom nebránilo upraviť prebraté tabuľky podľa uznesení a odporúčaní kongresov a zasadaní Regionálnej

stratigrafickej komisie mediterránneho neogénu (Bologna 1967, Lyon 1971, ale hlavne Bratislava 1975, Atény 1979, Budapešť 1985).

V prípade panónskej panvy autori pripúšťajú, že ide o sústavu „čiastkových panví", ale panvu chápu v rozsahu dnešnej rovnomennej morfologickej jednotky. Aj tento koncept považujem za nevhodný. Panvu opisujú ako celok a potláčajú štruktúrnu individualitu čiastkových panví, ktorá sa odráža nielen v geológii, ale, prirodzene, aj v ropoplynonosnosti. V súvislosti s tým vznikli ťažkosti pri opise napr. podložia panvy, kde je opísané predovšetkým podložie Veľkej a Malej maďarskej nížiny. Tento nedostatok iba sčasti kompenzuje opis tektoniky podložia, kde sú zmienky aj o podložných jednotkách iných čiastkových panví či ropoplynonosných oblastí. Z opisu sa vytráca dvojitá stavba neogénu podunajskej panvy, ako i depresií na južnej periférii panónskej panvy s. l.

Niektoré údaje o hrúbkach sedimentov sú zjavne chybné, napr. na str. 123 uvádzaná hrúbka egeru až egenburgu vo východoslovenskej panve musí byť väčšia než 200—300 m (porov. napr. D. Ďurica 1982), hrúbka „panónu s. l." na území MĽR je rádove niekoľko 1000 m (str. 125), hrúbka báku v podunajskej panve je mnohonásobne väčšia ako 80 m, tiež hrúbka bádenu v tej istej panve je zjavne podhodnotená.

Čitateľ ťažko pochopí, prečo je v texte venovaná zmienka egeru vo východoslovenskej panve (overil ho jeden vrt), ale chýba poznámka o prachovcoch egeru ropoplynonosnej oblasti Maďarského stredohoria, hoci sa na jej stavbe významnou mierou podieľajú (str. 119).

Zmienky o vulkanitoch, ktoré tvoria významnú časť výplne „panónskej panvy s. l." sú veľmi kusé, resp. vulkanity nie sú spomenuté vôbec.

Určitým anachronizmom je, keď autori uvádzajú, že vo východoslovenskej panve sú ložiská plynu, kým v Zakarpatsku nie, a predsa celú ropoplynonosnú oblasť nazývajú „Zakarpatská". Tu by bol iste vhodnejší názov „transkarpatská", ktorý použili napr. R. Rudinec a Č. Tomek. V danom prípade rozhodne ide o vnútrohorskú a nie medzihorskú panvu.

Prekvapujúci je aj pohľad do zoznamu literatúry. Napriek tomu, že traja autori sú z ČSSR, v knihe i v bibliografii takmer úplne absentujú (s výnimkou samotných autorov) čsl. naftoví geológovia. Nezainteresovaný čitateľ nadobudne dojem, že jediným znalcom ropoplynonosných panví v ČSSR, ale aj v ostatných socialistických krajinách strednej Európy je V. V. Semenovič. V skutočnosti hojne citovaná práca V. V. Semenoviča et al. (1981) je kompilát. Vo vedeckých publikáciach by z praktických i etických dôvodov mali byť citované predovšetkým pôvodné práce a pôvodné zdroje základných informácií. Rovnako autorstvo niektorých obrázkov zobrazujúcich ložiská ropy či plynu vyvoláva pochybnosti.

Napriek uvedeným výhradám je recenzovaná kniha prínosom v oblasti naftovej geológie predovšetkým tým, že podáva základné informácie o ložiskách ropy a plynu v strednej Európe, o ich priestorovom rozložení, stratigrafickej príslušnosti a o počtoch a kvalite ložísk, rozmiestnených na územiach jednotlivých štátov. Je pravdou, že niektoré ložiská chýbajú (napríklad v opise ložísk východoslovenskej panvy chýbajú 3 nové ložiská), ale to je najskôr spôsobené časovým odstupom, ktorý uplynul od zadania rukopisu do tlače až po vydanie knihy.

V každom prípade možno v knihe nájsť zaujímavé informácie, i keď hodnota týchto informácií nie je vyvážená a voči niektorým prístupom autorov budú mať určite zainteresovaní čitatelia výhrady.

Dionýz Vass

Geologické práce, Správy 89, s. 195, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

1. celoštátna konferencia: Uhľonosné formácie ČSSR

V dňoch 27. až 29. januára 1987 konala sa v Prahe na Albertove celoštátna konferencia o uhľonosných formáciách ČSSR. Konferencia nadviazala na tradíciu podobných konferencií konaných v minulých rokoch v českých zemiach a zahrnula do programu aj problematiku slovenských uhľonosných súvrství. V prvý deň prebiehalo plenárne zasadanie konferencie, na ktorom odzneli referáty širšieho zamerania, ako bol napríklad referát o čsl. podiele na projekte IGCP č. 166 „Globálna korelácia uhľonosných súvrství", prednáška o nových ťažobných poliach v hornosliezskej panve, o nových výsledkoch prieskumu uhlia na Slovensku, o paleogeografii slovenského neogénu, o nových aspektoch prognózovania zásob pevných palív a o tektogenéze uhľonosných panví. Odzneli tiež prednášky o nových metódach výskumu uhlia a uhoľných panví a o ich aplikácii v československých podmienkach (magnetostratigrafia, riadená pyrolýza Rock-Eval, ílová hmota ako korelačný faktor uhľonosných panví). Ďalšie dva dni pokračovala konferencia v dvoch sekciách. V sekcii „A" odzneli prednášky týkajúce sa paleozoických uhoľných panví hornosliezskej, českej časti hornosliezskej, vnútrosudetskej, stredočeských panví a uhľonosného vrchného paleozoika Zemplínskych vrchov. V sekcii „B" odzneli prednášky z oblasti geológie a prieskumu kenozoických uhľonosných panví ČSSR, menovite stredočeskej, severočeskej, modrokamenskej, handlovsko-nováckej a ložísk lignitu vo viedenskej panve. Na konferencii odzneli tiež prednášky, ktoré hodnotili výsledky geofyzikálneho prieskumu uhoľných panví a prednášky z oblasti biostratigrafie a uhoľnej petrografie. V sekcii „A" vystúpili i hostia z PĽR s prednáškami o geológii uhoľných panví poľských variscíd.

Na záverečnom zasadnutí bola prijatá rezolúcia okrem iného o nevyhnutnosti obmedziť či zamedziť pretrvávajúce negatívne prvky v ťažbe a vyhľadávaní uhoľných ložísk, hlavne nadmerné odčerpávanie zásob. Rezolúcia naznačuje tiež cesty, ktorými by sa mal uberať výskum a prieskum uhoľných ložísk. Upozorňuje na potrebu overovať netradičné suroviny, ktoré by pomohli znížiť energetické nároky národného hospodárstva, zdôrazňuje potrebu pokračovať a prehlbovať komplexnosť výskumných a prieskumých prác, ako i potrebu spájať úlohy v oblasti zavádzania novej technológie a techniky ťažby, úpravy a využívania uhlia s výsledkami geologického výskumu a prieskumu uhoľných ložísk. Rezolúcia venuje pozornosť problémom, ktorých sa dotkli viacerí prednášajúci a diskutéri v živých diskusiách po jednotlivých prednáškach, ako je potreba uplatňovania nových poznatkov vedy a techniky vo výskume, prieskume a ťažbe uhlia, podmienená zavádzaním novej prístrojovej a laboratórnej techniky hlavne pri výskume organickej hmoty, Otázka laboratórnej techniky je zvlášť aktuálna na Slovensku, kde dosiaľ neexistuje efektívne laboratórium organickej hmoty vybavené základnou prístrojovou technikou (riadená pyrolýza metódou Rock-Eval, mikroskop na štúdium mohutnosti vitrinitového reflexu a mnohé iné), bez ktorej napr. nemožno zaviesť do praxe nové medzinárodné klasifikácie uhlia. Treba pripomenúť, že združené laboratórium organickej hmoty na Slovensku by malo široké využitie nielen v oblasti uhoľnej geológie, ale aj v oblasti vyhľadávania a prognózovania ropy a zemného plynu.

Konferencia ukázala, že československá uhoľná geológia môže riešiť všetky úlohy spojené s využívaním domácej surovinovej základne a je schopná riešiť i všetky úlohy spojené so štrukturálnymi premenami národného hospodárstva cestou urýchlenia jeho rozvoja.

Musí sa pritom vychádzať z úplnej znalosti domácej základne, aby výsledným efektom bola optimalizácia zásobovania národného hospodárstva potrebnými zdrojmi nielen energetických surovín, ale aj so zreteľom na blízke využitie týchto surovín ako významného chemicko-energetického zdroja.

Dionýz Vass

Geologické práce, Správy 89, s. 197—199, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1989

XII. svetový banícky kongres v Štokholme

Pod ústredným heslom „Zdokonalenie produktivity práce v baníctve na celom svete cestou moderných technológií" sa v dňoch 31. mája až 5. júna 1987 konal v Štokholme XIII. svetový banícky kongres. Súčasťou kongresu bola veľká medzinárodná výstava banských strojov a zariadení pre ťažbu a úpravu nerastných surovín. Organizátormi tohto vrcholného odborného banníckeho podujatia boli: Medzinárodný organizačný komitét pre banícke kongresy, Nordický organizačný komitét pod vedením G. Almgrena (Švédsko), ktorého členmi sú: Združenie švédskych baní, Fínske združenie baníctva a metalurgického inžinierstva a Združenie nórskych baní. Organizátori kongresu pre viac ako 2000 účastníkov pripravili veľmi náročný a hodnotný program, ktorého súčasťou bolo 15 odborných exkurzií na najzaujímavejšie ložiská nerastných surovín vo Fínsku, Nórsku a Švédsku. Československú oficiálnu delegáciu viedol federálny minister palív a energetiky Ing. V. Ehrenberger, CSc.

Hlavným cieľom kongresu bola výmena poznatkov a skúseností, ktoré baníctvo dosiahlo v posledných rokoch na celom svete. Rokovanie kongresu bolo rozdelené do nasledovných sekcií (v zátvorke počet referátov):

— Efektívne využívanie geologických a geomechanických informácií (24)
— Výpočtová technika v projektovaní baní a riadení banského priemyslu (22)
— Investičné požiadavky, organizácia a produktivita práce pri mechanizovanej ťažbe (39).

Súčasťou technických sekcií boli besedy na nasledujúce problémy svetového baníctva:

— Vývoj v hĺbení jám, vrátane alternatív dopravných systémov (9)
— Mechanizácia začisťovania stropov a banská výstuž (11)
— Ťažba v arktických podmienkach permafrostu, vrátane aplikácií umelého zmrazovania hornín (13)
— Modelovanie banských štruktúr a ovládanie banských indukovaných tlakov.

K najzaujímavejším exkurziám patrili najmä:

— Stredné Nórsko: ložiská Cu-Zn rúd Grong a Fe rúd Fosdalen
— Severné Švédsko: ložiská Fe rúd Kiruna, Malmberget (20 mil. t/r), ložisko Cu rúd Aitik (11 mil. t/r), ložiská Cu, Pb, Zn rúd Boliden a Kristineberg (0,3—0,5 mil. t/r), ložisko Pb, Zn rúd Laisvall (1,5 mil. t/r)
— Stredné Švédsko: ložisko Fe rúd Grängesberg (4 mil. t/r), staré ložisko Cu, Pb, Zn rúd Falun a ložisko Garpenberg, ložisko sulfidických rúd Zinkgruvan (0,7 mil. t/r), ložisko dolomitu Björka (0,4 mil. t/r), ložisko vápencov na ostrove Gotland
— Stredné Fínsko: ložisko Cu, Pb, Zn rúd Pyhäsalmi (1 mil. t/r), ložisko apatitu Siilinjärvi (10 mil. t/r) a ložisko vápenca Lappeenranta (1 mil. t/r)
— Južné Fínsko: ložiská vápenca Partek (2 mil. t/r) Tytiyri (1 mil. t/r).

Zo 118 prednášok, ktoré na kongrese odzneli a boli publikované v dvojzväzkovom zborníku v piatich svetových jazykoch (977 s.) vyplývajú závery o hlavných smeroch vývoja súčasného baníctva vo svete. Trvalý pokles kovov v ťažených rudách spôsobuje, že sa vo veľkom rozsahu dobývajú ložiská s nižším obsahom kovov. Veľké objemy overených zásob umožňujú používať vysoký stupeň mechanizácie, automatizácie a elektronizácie ťažobných a úpravárenských procesov s vysokou produktivitou práce, ktorá zabezpečuje aj pri nižších obsahoch kovov ekonomickú efektívnosť ťažby. Na druhej strane sa geologický prieskum a ťažba nerastných surovín presúva do arktických podmienok permafrostu severnej Kanady (ložisko Pb-3,9 %, Zn-14,3 % rúd Polaris so zásobami 18 mil. t), Grónska (ložisko Pb-5,1 %, Zn-15,7 % a Au-30 g/t rúd Maarmorilik so zásobami 8 mil. t), Aljašky (uhoľné ložiská so zásobami 400 mld. t), neprístupných oblastí džungle (ložisko kaolínu Jari v amazonskej džungli v Brazílii so zásobami 250 mil. t) alebo pod morské dno

(ložisko lignitu Miike v zálive Ariake Bay, ťažba 4,5 mil. t/r). Pri podzemnej ťažbe sa dáva prednosť otvárke ložísk šikmými rampami a bezkoľajovej doprave. Funkcia vertikálnych jám je redukovaná na vetranie a dopravu rozomletej rudy skipmi. Charakteristickým znakom súčasného baníctva vo vyspelých štátoch sveta je vysoká produktivita práce, ktorá napríklad na niektorých baniach (Kiruna) dosahuje až 20 t/hod.

Postupný prechod ťažby nerastných surovín do väčších hĺbok s komplikovanejšími banskogeologickými podmienkami si vyžiadal efektívnejšie využívanie geologických a geomechanických informácií s cieľom optimálneho spôsobu otvárky ložísk, voľby dobývacích metód a zabezpečovania stability banských diel. Významné uplatnenie pri riešení týchto problémov našla výpočtová technika a matematické modelovanie, ktoré sa v širokom rozsahu využívajú nielen pre riadenie banských procesov, ale aj pre konštrukciu modelov, trojrozmerných bansko-geologických máp, sledovanie a výpočet tlakov v horskom masíve, výpočet parametrov banskej výstuže a stanovenie optimálnych parametrov pre efektívnu ťažbu nerastných surovín. Objavujú sa pokusy mechanizovaných a automatizovaných uhoľných porubov s využitím priemyselných robotov a manipulátorov a obmedzovaním fyzickej práce baníkov, zlepšením pracovných podmienok a zvyšovaním produktivity práce.

Veľký pokrok zaznamenalo razenie horizontálnych a vertikálnych banských diel tunelovacími strojmi a veľkoprofilovými vrtnými súpravami s valivými dlátami. Hĺbenie ťažobných a vetracích jám patrí medzi najnákladnejšie a najnebezpečnejšie operácie v baníctve na celom svete, nie je preto náhoda, že tejto problematike bola na kongrese venovaná veľká pozornosť. Pri hĺbení vetracej jamy s priemerom 7 m s predvrtom a použitím tunelovacieho stroja fy Wirth sa na jednom ložisku uhlia v USA podarilo dosiahnuť rekordného mesačného postupu 494,5 m. Pokračuje vývoj a overovanie nových strojov na razenie vertikálnych jám s priemerom 6,1—7,3 m bez predvrtu. Pozoruhodné výsledky hĺbenia jám na uhoľných ložiskách vo zvodnených a málo súdržných horninách spôsobom zmrazovania dosiahli v PĽR, kde táto technológia bola úspešne zvládnutá do hĺbky 760 m, vo vývoji je zmrazovanie hornín do hĺbok 1000 m. Výrazné úspechy sa dosiahli aj pri razení dlhých otvárkových banských diel tunelovacími strojmi, ktoré sa začínajú používať aj na uhoľných ložiskách. Všetky inovačné zmeny v otvárke ložísk, rozpojovaní hornín, mechanizácii dopravy a vystužovania chodieb, automatizácii a elektronizácii riadiacich a technologických procesov, ktoré baníctvo v posledných rokoch vykonalo, majú za cieľ zvyšovať produktivitu práce a bezpečnosť práce baníkov.

Vzhľadom k tomu, že uhlie bude aj v budúcich rokoch patriť medzi najdôležitejšie energetické suroviny, bola aj na kongrese ložiskám uhlia venovaná veľká pozornosť. Problematikou uhoľného baníctva sa zaoberalo 50 prednášok zameraných najmä na geologický prieskum uhoľných formácií s využitím geofyzikálnych metód a metód diaľkového prieskumu Zeme, rýchlu otvárku uhoľných zásob, mechanizáciu a automatizáciu dobývania uhoľných slojov a dopravy, hĺbenie jám v komplikovaných banskogeologických podmienkach, bezpečnosť práce a stabilitu banských diel, sledovanie tlakov v horninovom masíve a prevenciu voči výbuchom a otrasom. S rozsiahlym programom na zvýšenie ťažby uhlia v budúcich rokoch vystúpili delegáti ZSSR, NDR, Indie a ČĽR. Rokovanie kongresu potvrdilo, že na celom svete zostáva problémom zvyšovanie výrubnosti uhoľných zásob pri podzemnej ťažbe a doťažovanie okrajových častí dobývacích polí vrátane dobývania uhlia v ochranných pilieroch. So zaujímavou prednáškou o vyťažení 15 mil. t kvalitného uhlia, ktoré zostalo v ochranných pilieroch hlbinnej bane Carmaux, vystúpil A. Grandjean z Francúzska. Po ekonomických výpočtoch bolo rozhodnuté vyťažiť hnedé uhlie, ktoré zostalo takto nevyťažené v hĺbke do 300 m povrchovým lomom s priemerom 1100 m. S výstavbou lomu sa začalo v roku 1985 a s ťažbou sa uvažuje od roku 1988.

V oblasti rudného a nerudného baníctva sa v referátoch zaoberali najmä problematikou využívania výpočtovej techniky pri vyhľadávaní, prieskume a ťažbe ložísk, mechaniky hornín, geoštatistických metód a modelovania rudných telies, geologickej informatiky a tvorby geologických databánk, automatizovaných systémov riadenia dobývacích procesov, úpravy nerastných surovín, inovácie technických prostriedkov pre geologický prieskum, razenie banských chodieb, ťažby a dopravy nerastných surovín a pod. Viac ako polovica objemu svetovej ťažby rudných surovín sa dobýva povrchovým spôsobom s vysokou produktivitou práce a vysokým stupňom mechanizácie a automatizácie. Na kongrese boli uvedené aj niektoré príklady ekonomicky výhodného dobývania malých ložísk so zásobami 5000—3,0 mil. ton v Indii. Konkrétne ide o ložiská vermikulitu, doleritu, žilného kremeňa, živcov, ohňovzdorných ílov a čistého vápenca.

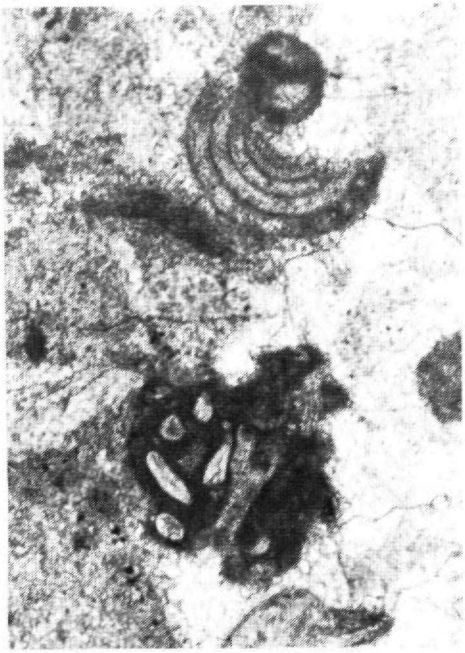
Súčasťou XIII. svetového baníckeho kongresu bola rozsiahla medzinárodná výstava banských strojov a zariadení, ktorej sa zúčastnilo 197 firiem z 29 krajín sveta. Československo prostredníctvom Strojexportu vystavovalo banskú závesnú lokomotívu LZH 50.2 (výrobok VZUP, Příbram) a magnetický separátor VMS 500 (Železorudné bane, n. p., Spišská Nová Ves). Osobitnú pozornosť upútali najmä hydraulické vrtné súpravy druhej generácie a elektrohydraulické vrtné súpravy s prvkami elektroniky tretej vývojovej generácie, s ktorými sa prezentovali niektoré škandinávske firmy (Tamrok, Atlas Copco). Tieto vrtné súpravy typu CAD (Camputer Aided Drilling) sa vyznačujú vysokou kvalitou vrtných prác, vysokou produktivitou práce, presnosťou vrtov, čo sa docielilo zabudovaním výpočtovej techniky a elektroniky. Rozsah výstavby a vystavené exponáty dokumentovali prínos vedeckotechnického pokroku pre ďalšie zvyšovanie produktivity práce, zlepšovanie pracovných podmienok a lepšie využívanie surovinovej základne na celom svete.

XIII. svetový banícky kongres v celom rozsahu splnil svoje poslanie. Zdôraznil, že jedinou cestou uspokojenia narastajúcej spotreby nerastných surovín je zvyšovanie produktivity práce cestou mechanizácie, automatizácie banských procesov a využívania výpočtovej techniky. O tom, ako sa podarí tieto zámery splniť, bude referované na XIV. svetovom banickom kongrese, ktorý sa uskutoční o tri roky v ČĽR.

Pavel Malík

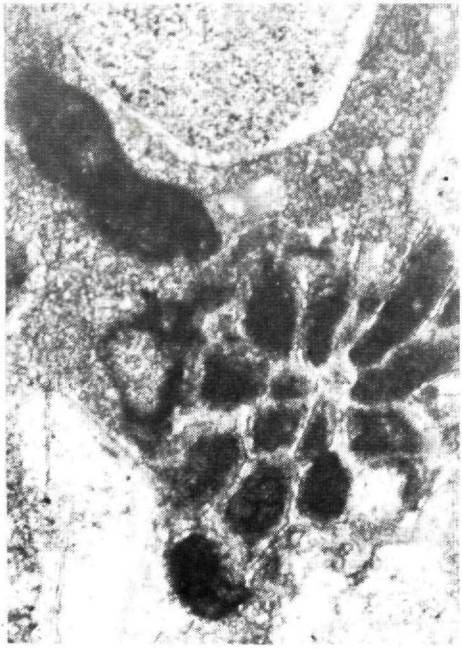
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXVIII

1

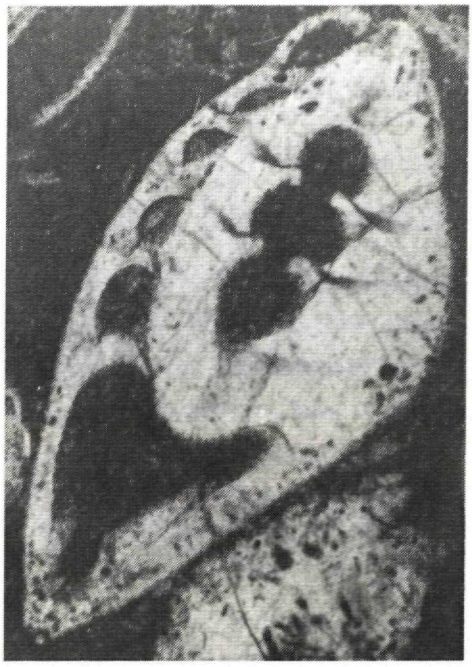


2

3



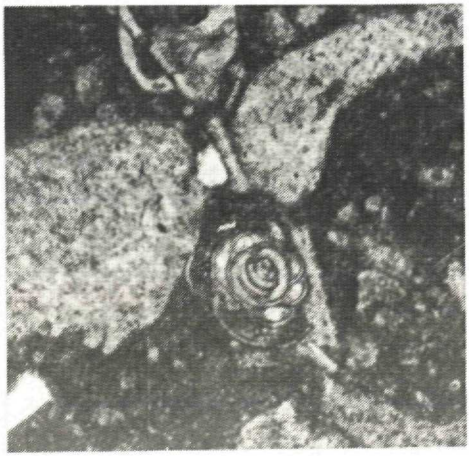
4

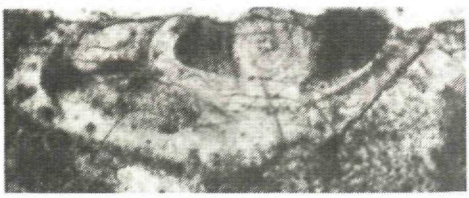


1

2

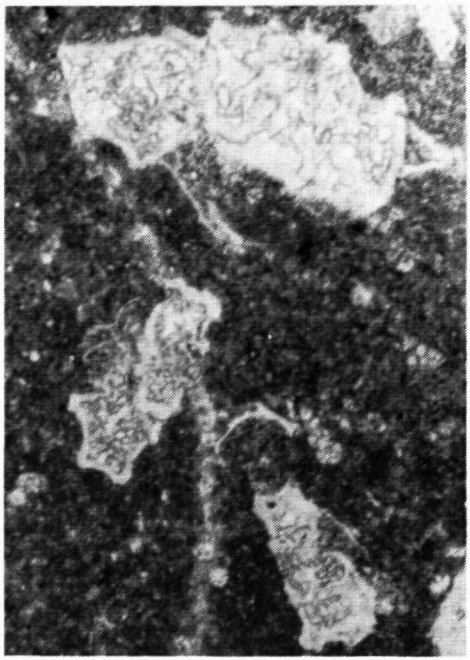
3





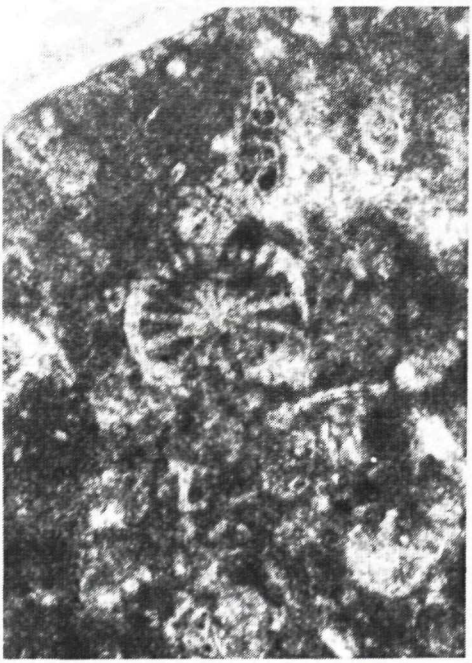
4

5

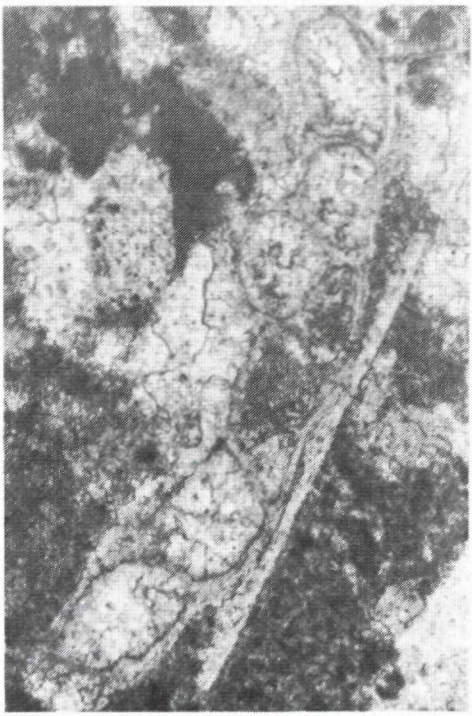


1

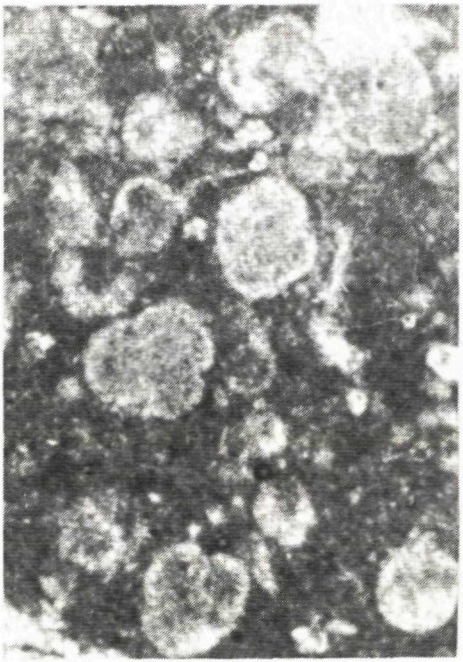
2



3

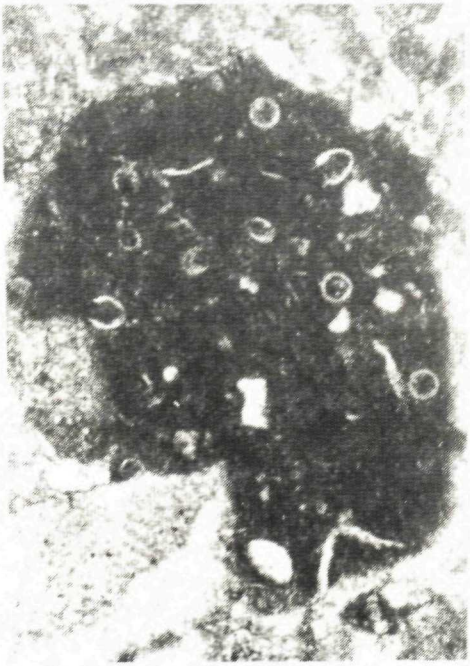


4

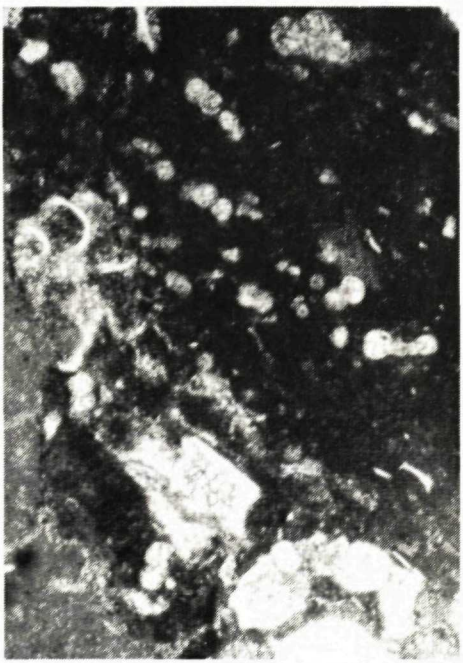


1

2



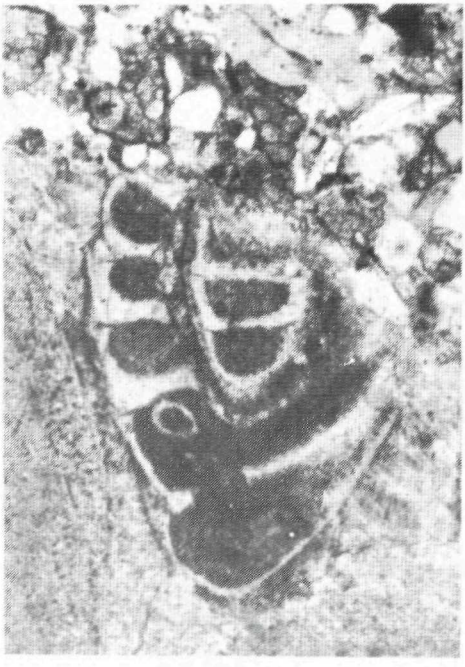
3



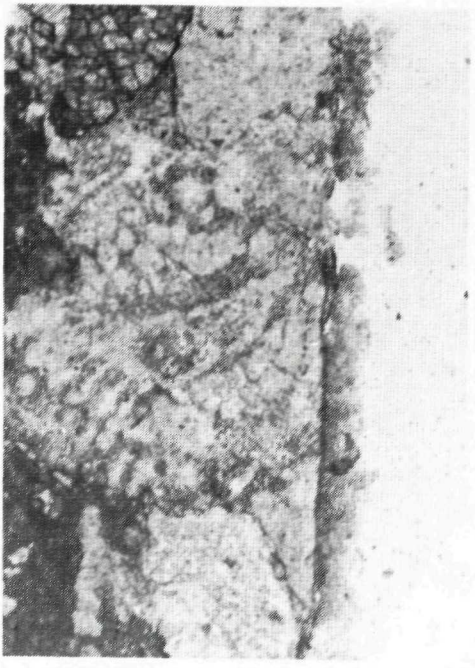
4

1

2

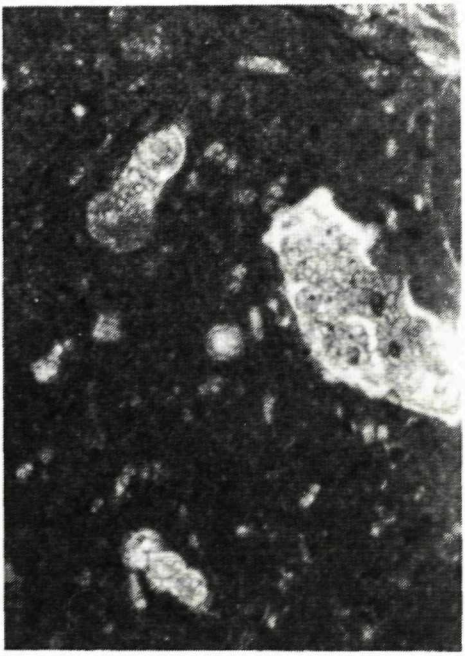


3



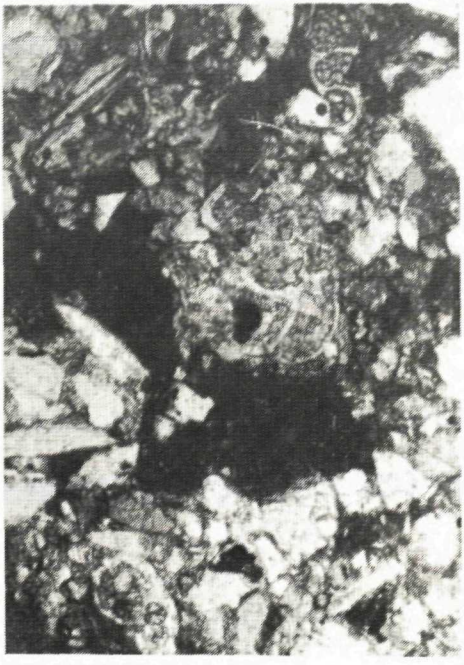
4

1



2

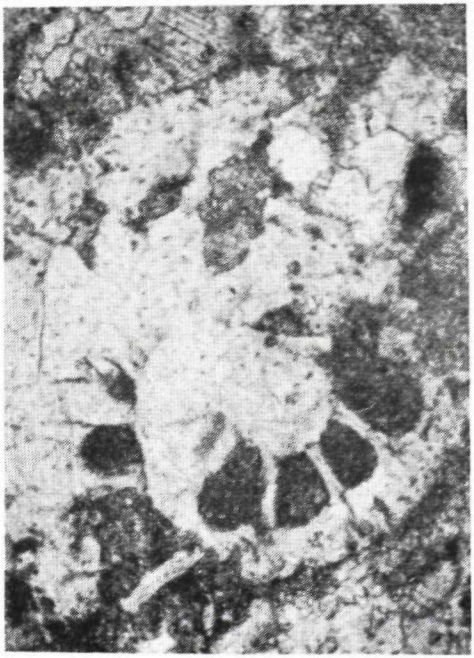
3



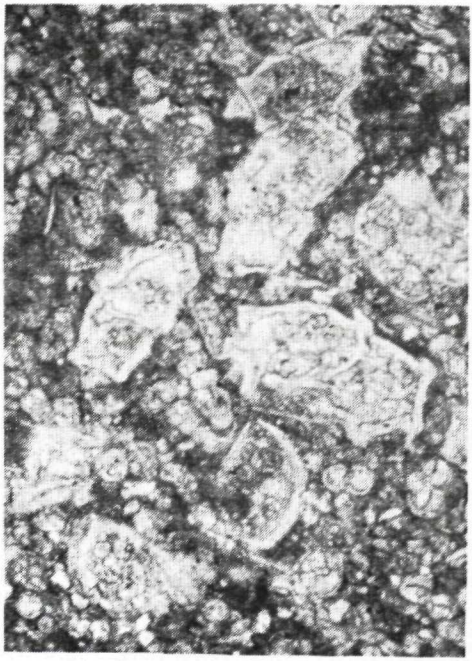
4

1

2

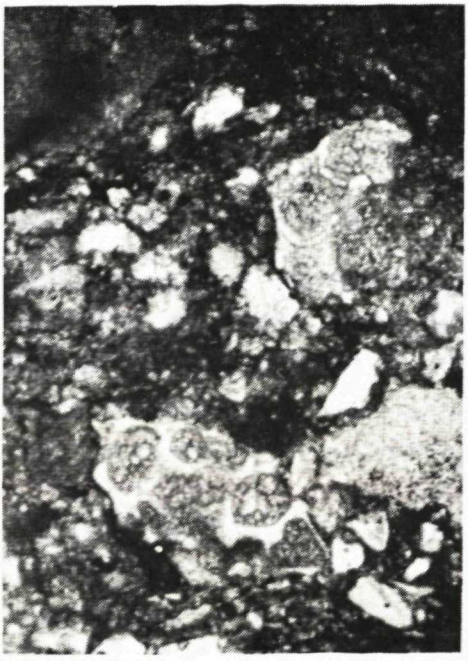


3



4

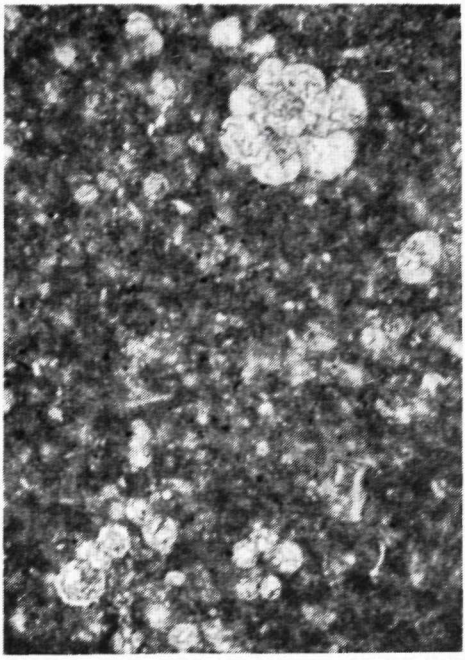
1



2

3

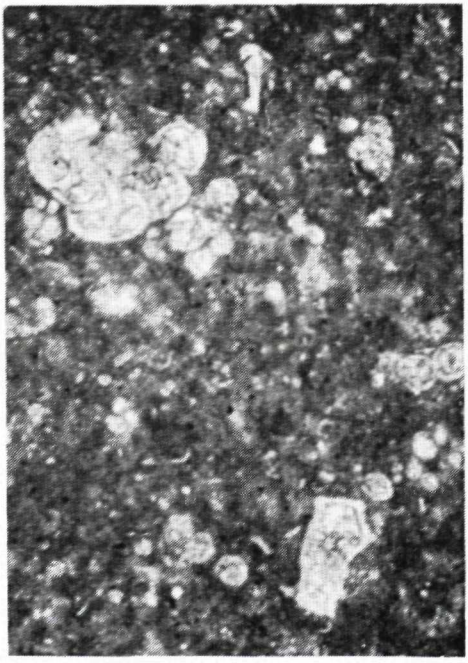
4



1

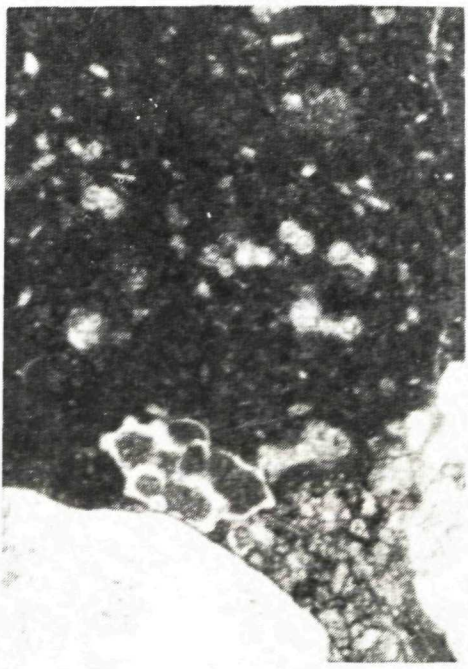
2

3



4

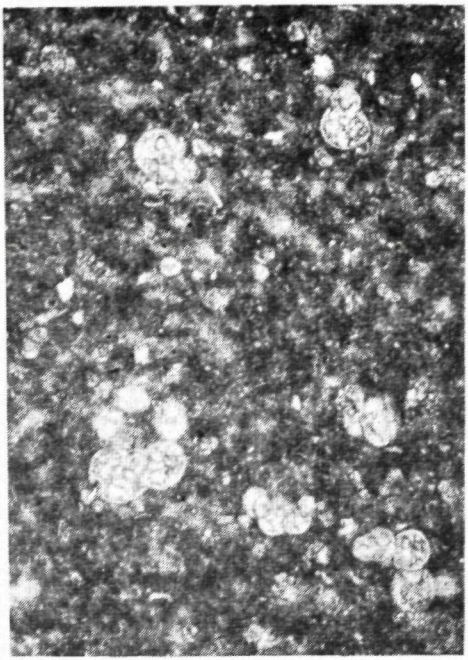
1



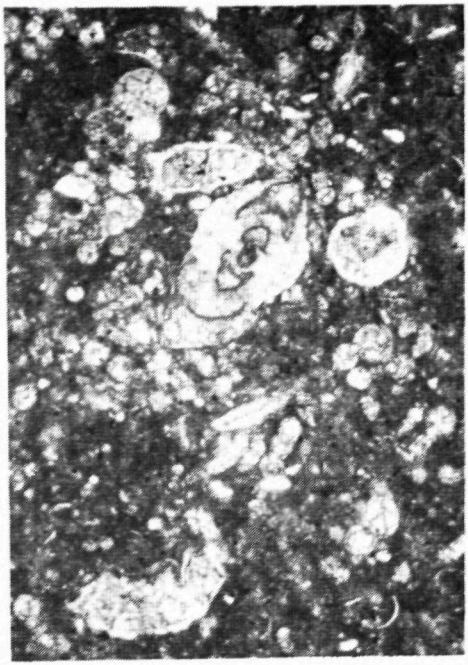
2

3

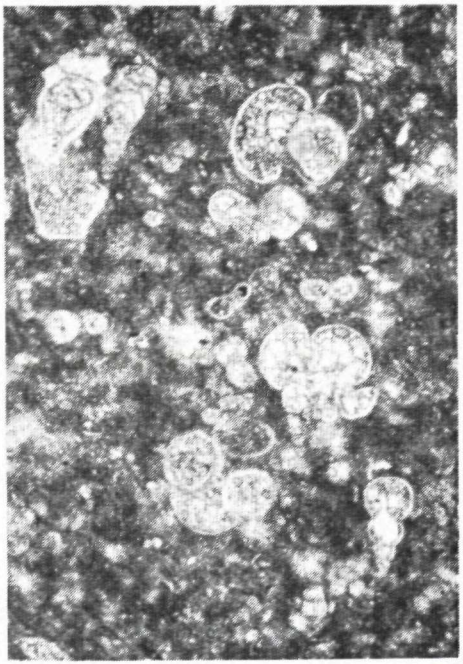
4



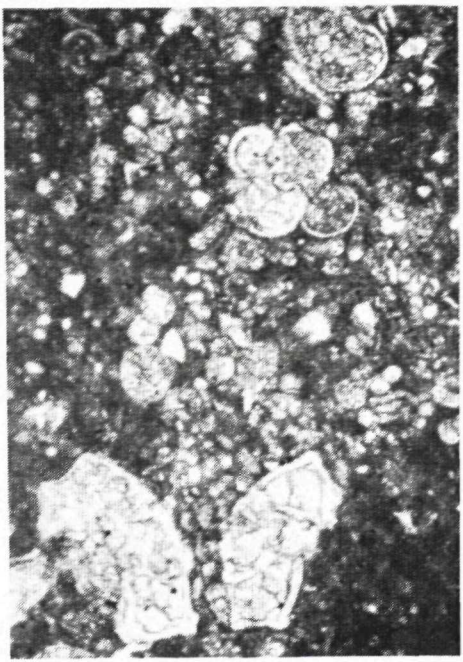
1



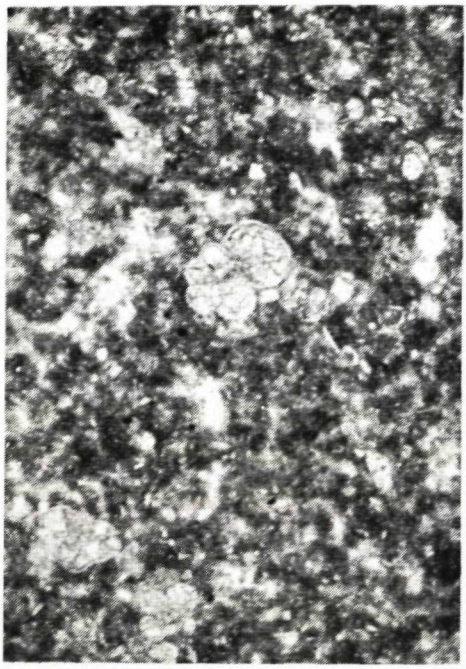
2



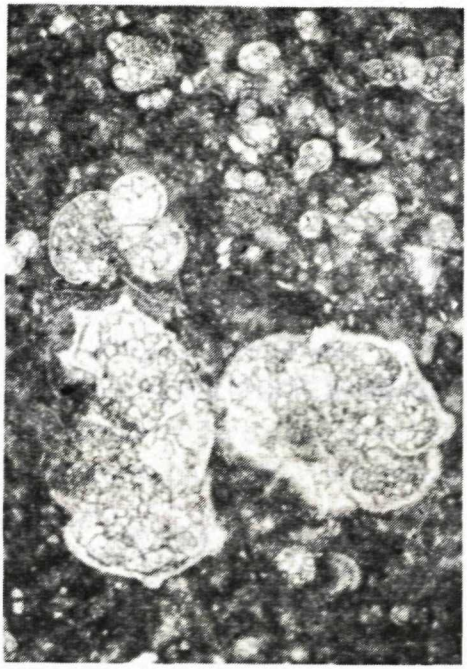
3



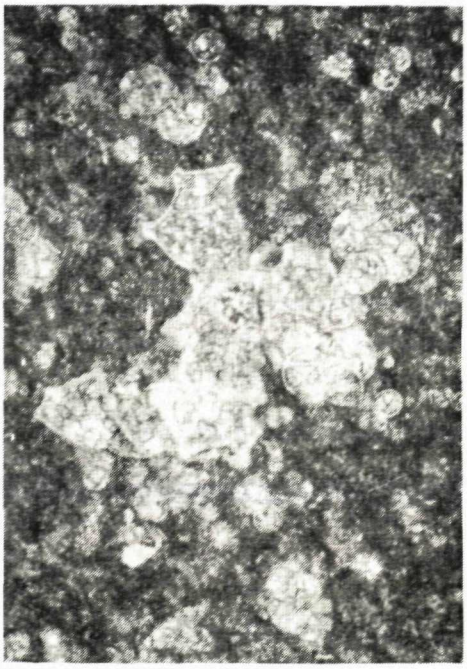
4



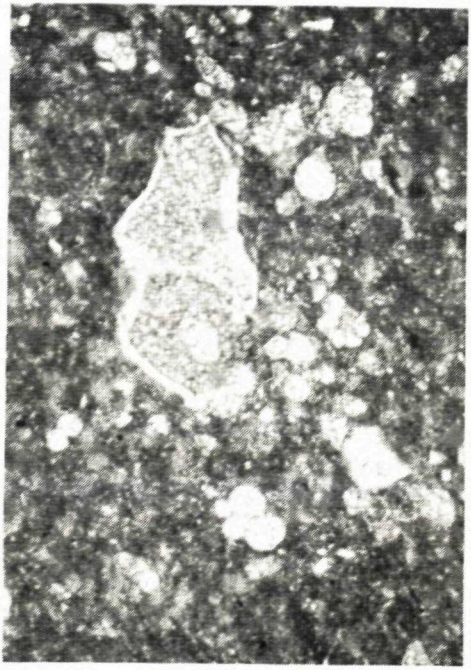
1



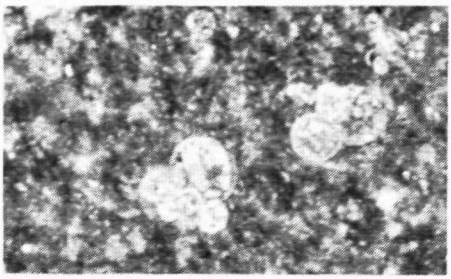
2

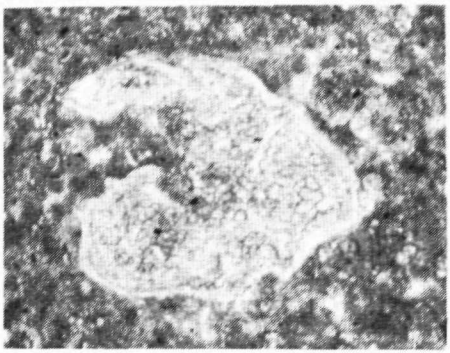


3

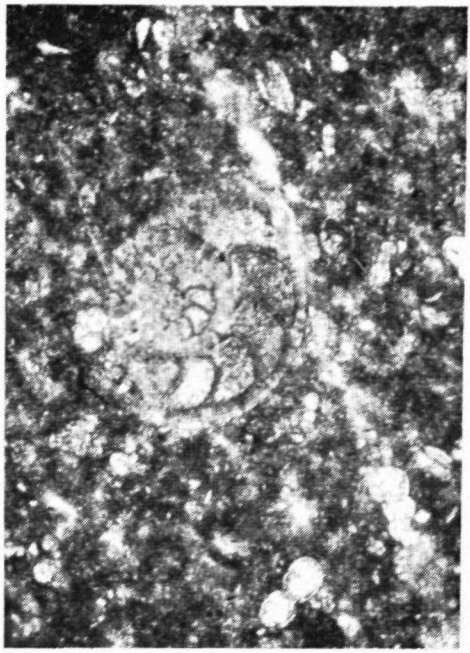


4



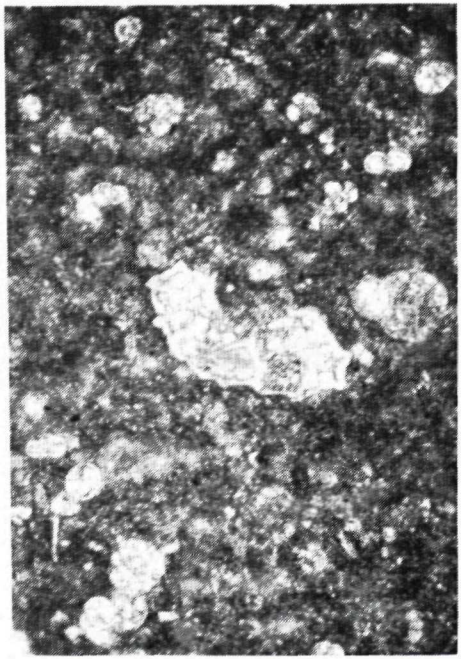


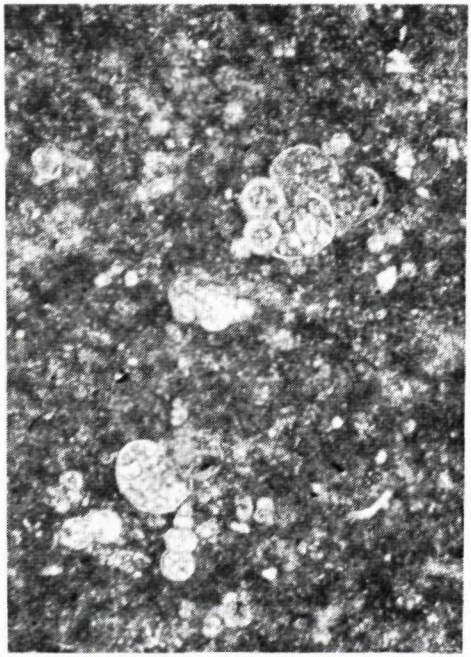
1



2

3



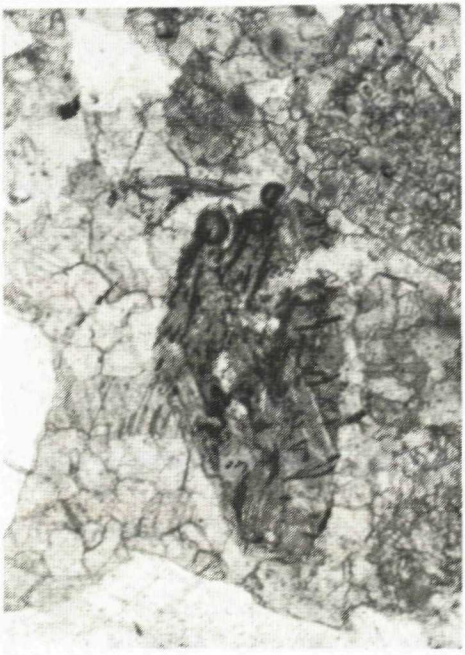


4

5

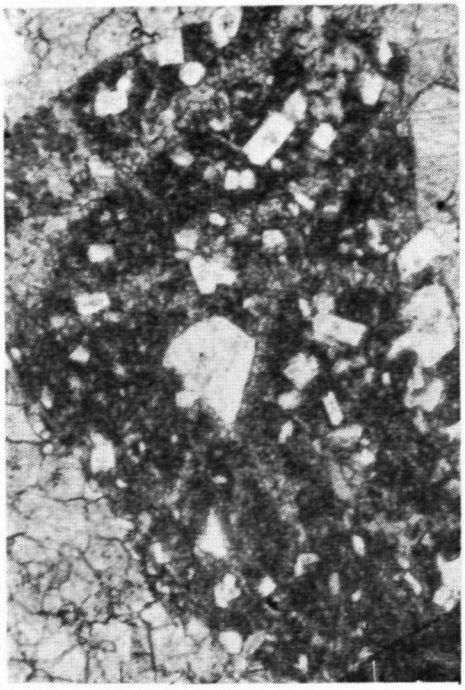
1

2



3

4

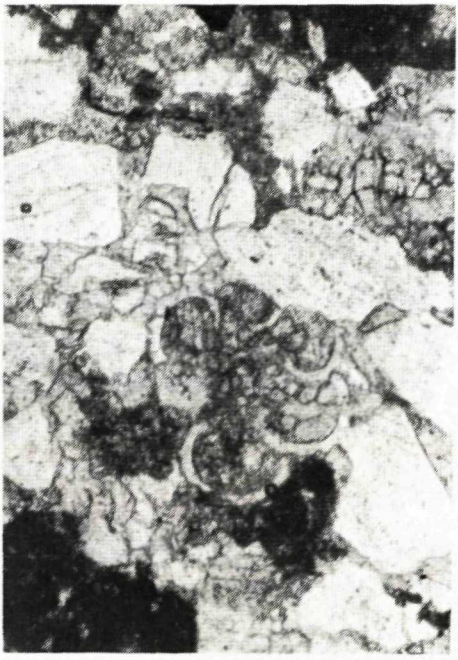


2

3

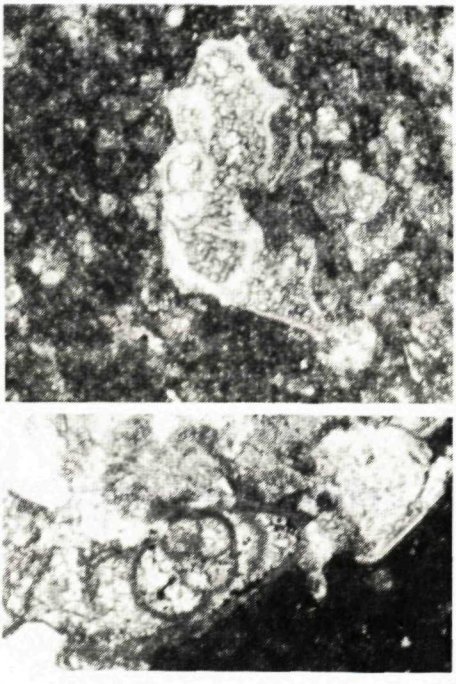
4

1

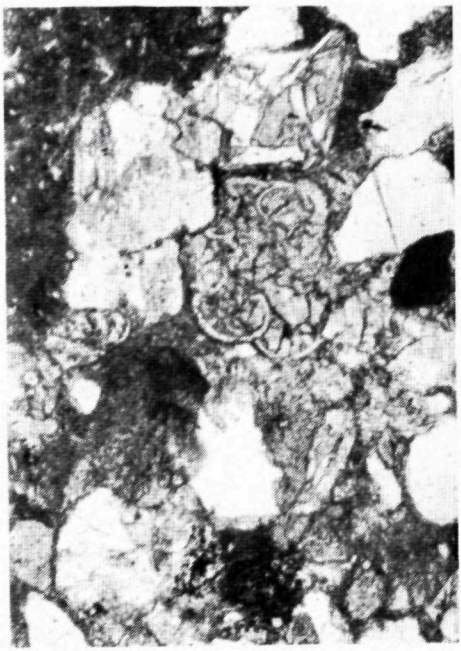


3 2

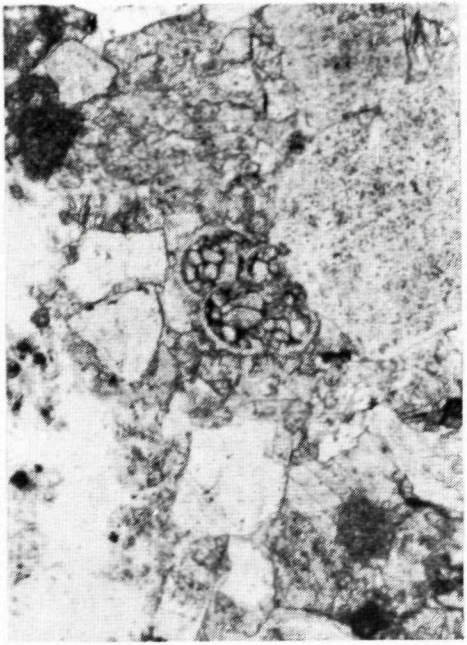
4



5

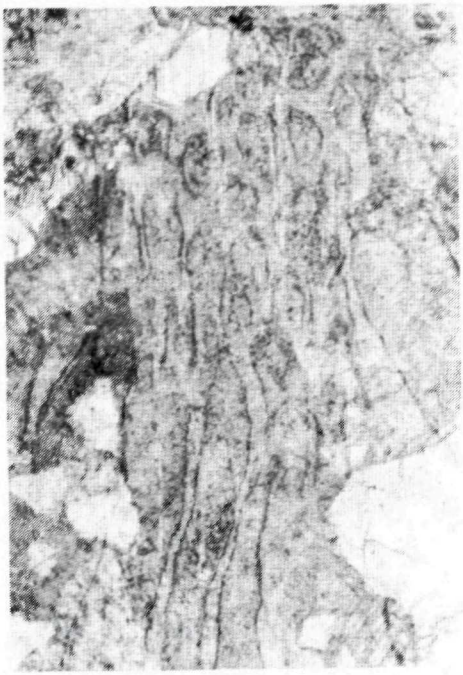


1



2

3



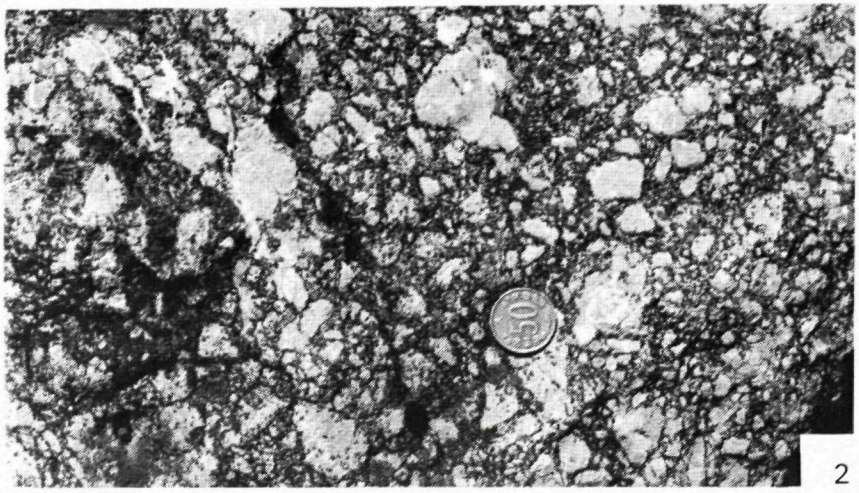
4

1

2

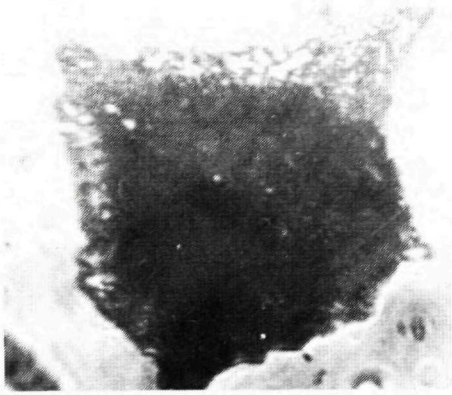
3

1

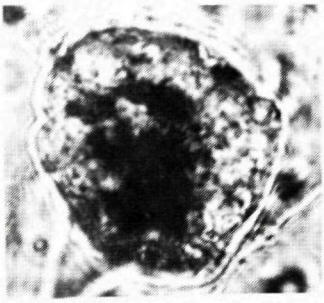


2

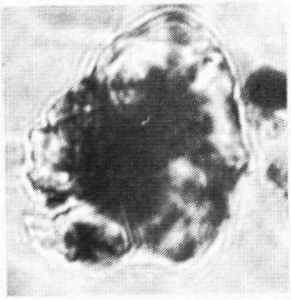
3



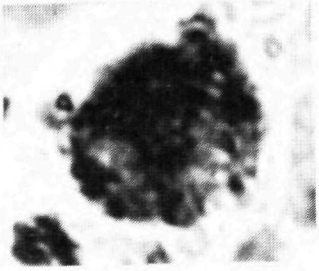
1



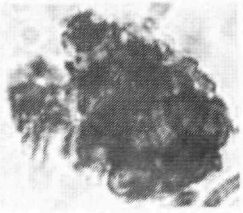
2



3



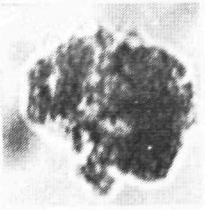
4



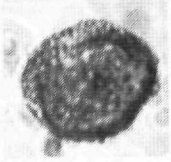
5

9

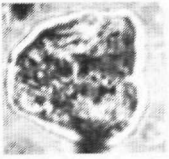
10



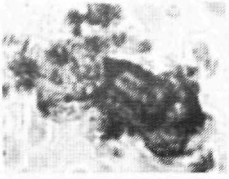
6



7



8

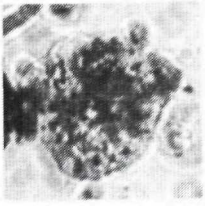


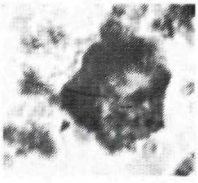
11

12

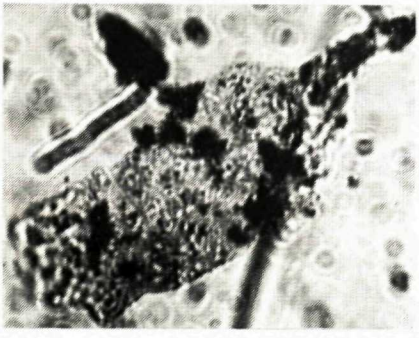
13

14

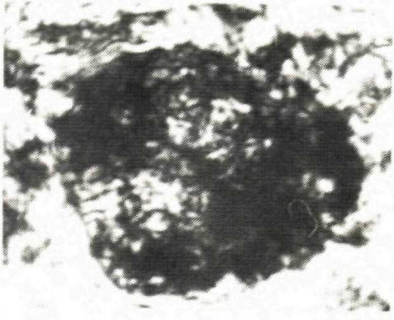




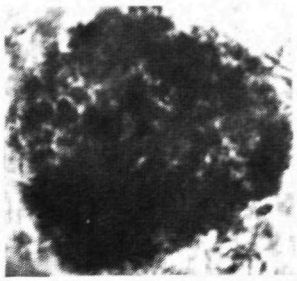
1



2



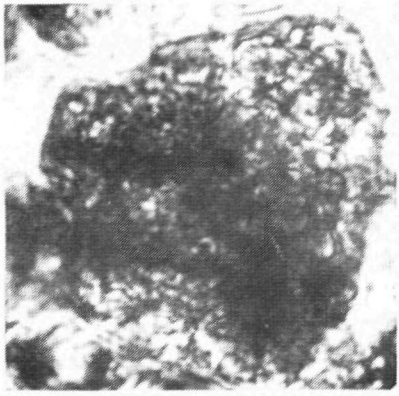
3



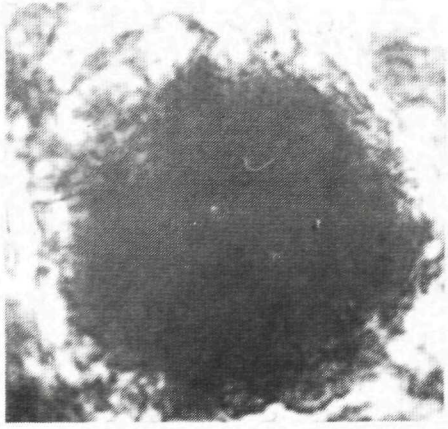
1

2

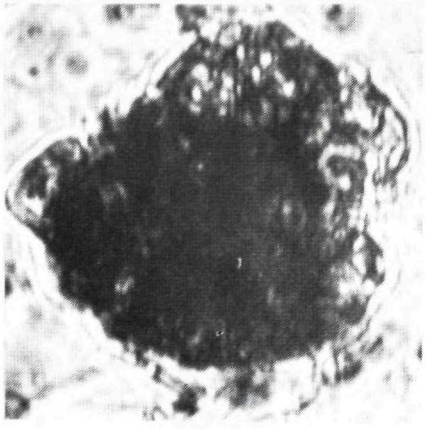
3



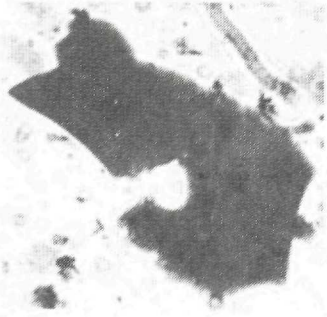
4



5

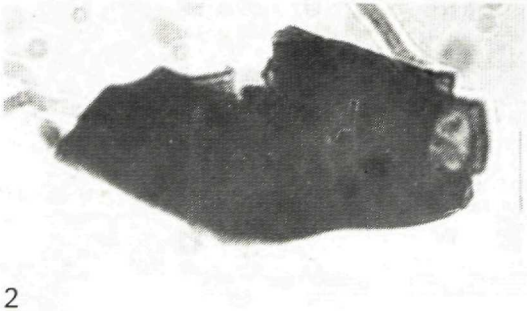


6

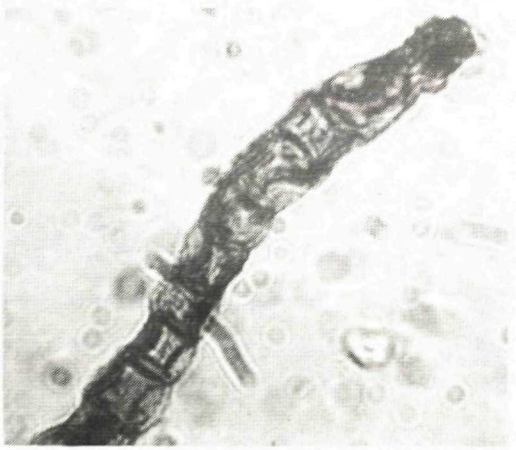


7

1

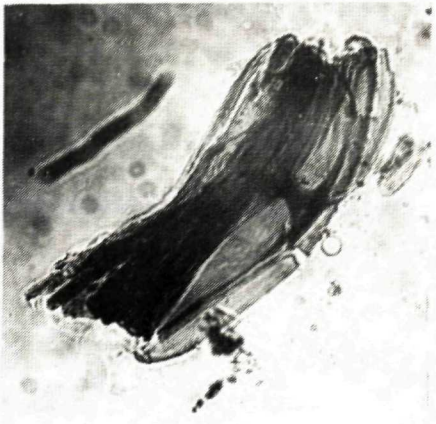


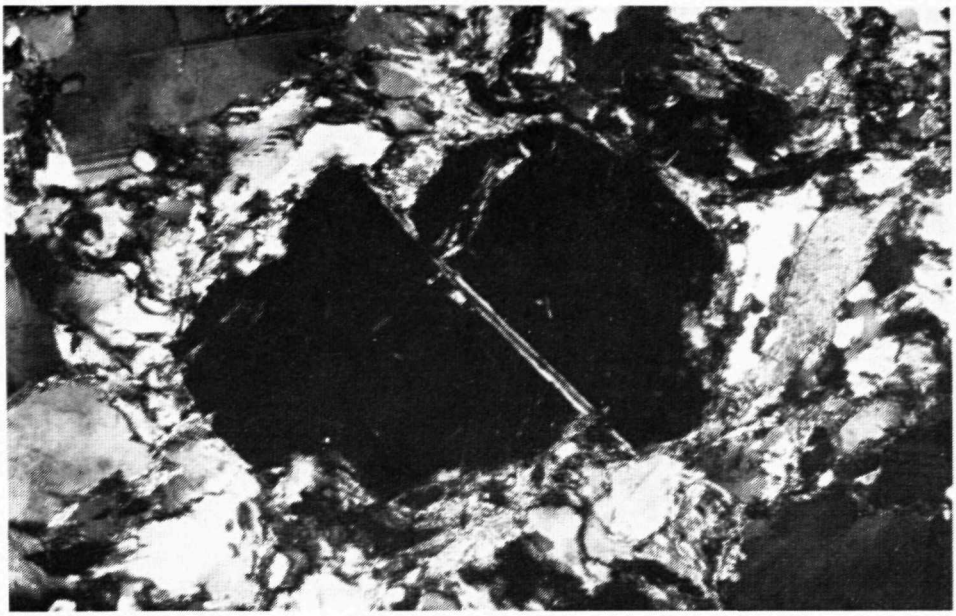
2



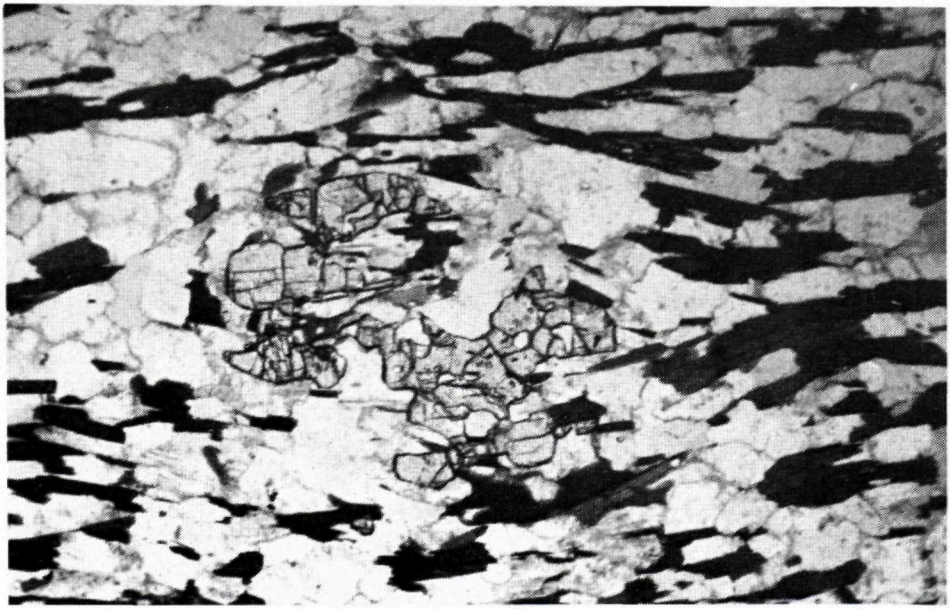
3

4

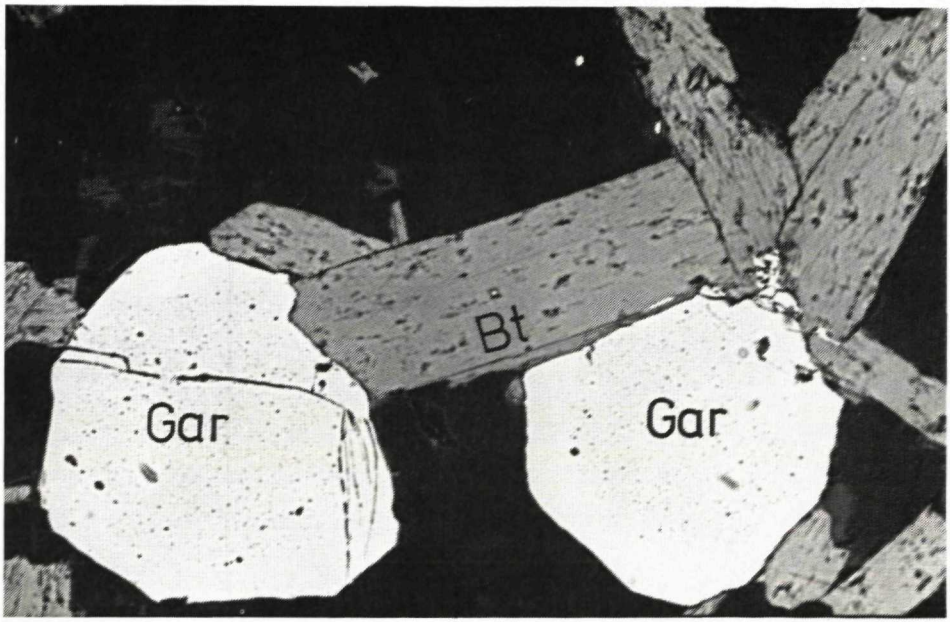




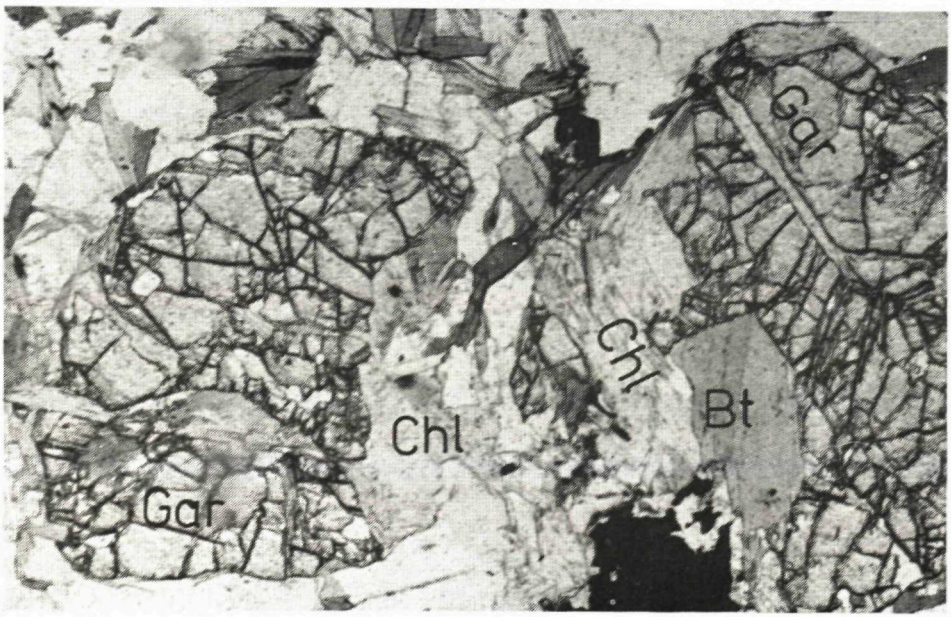
1



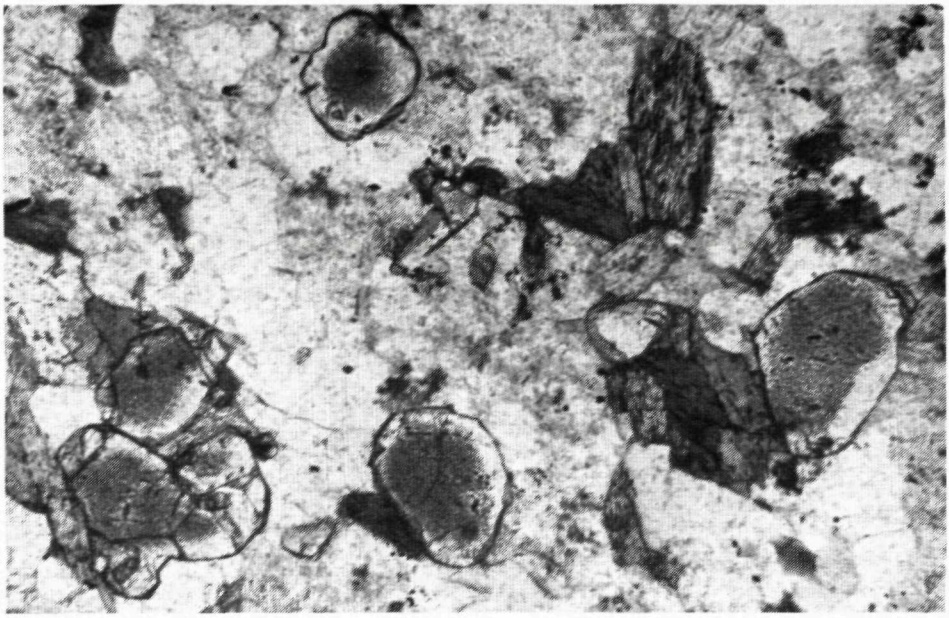
2



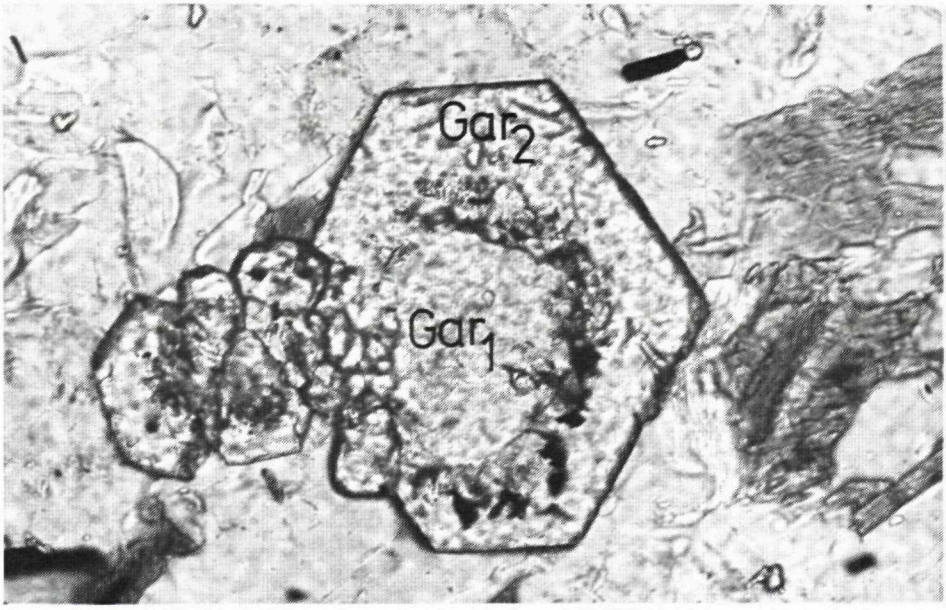
1



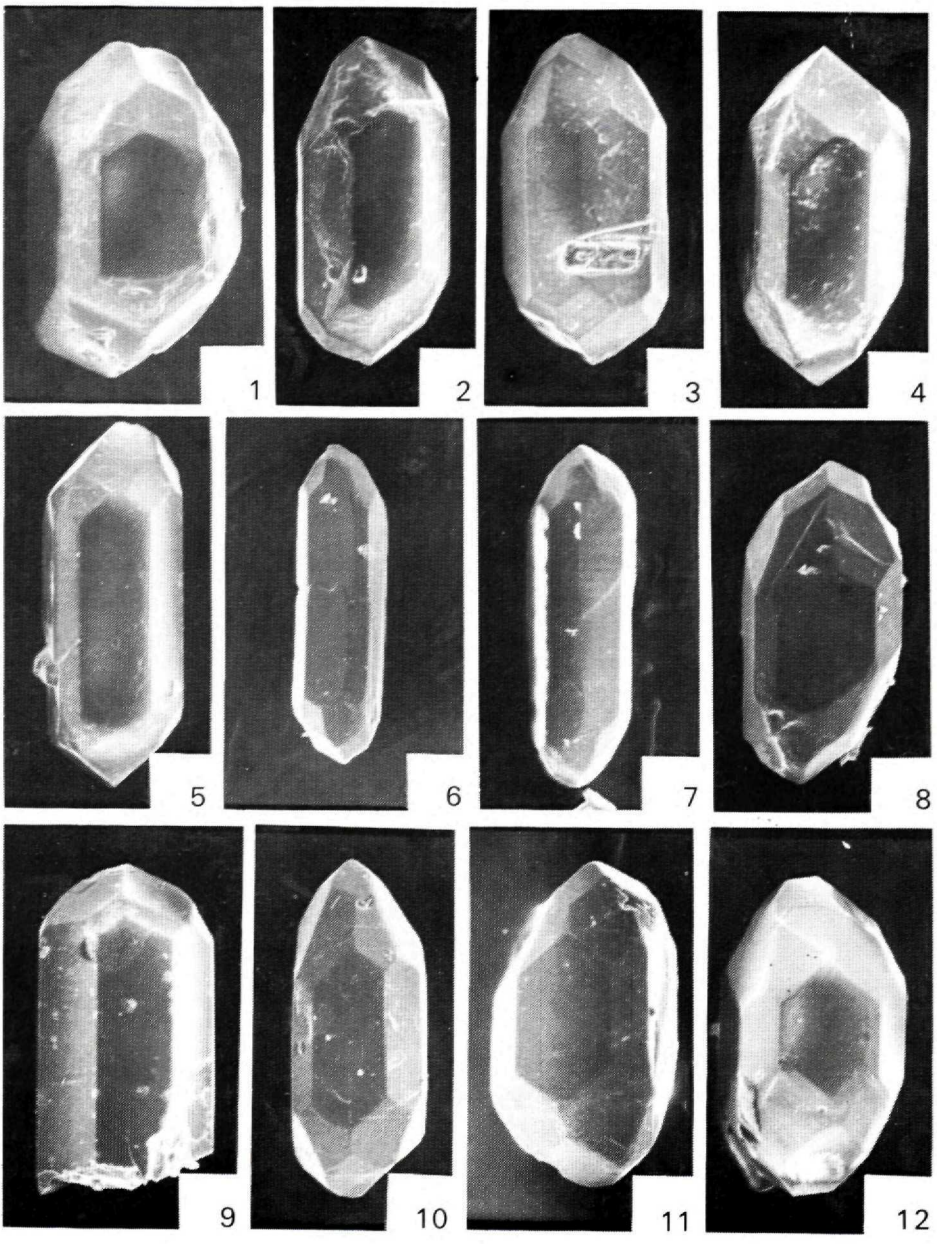
2

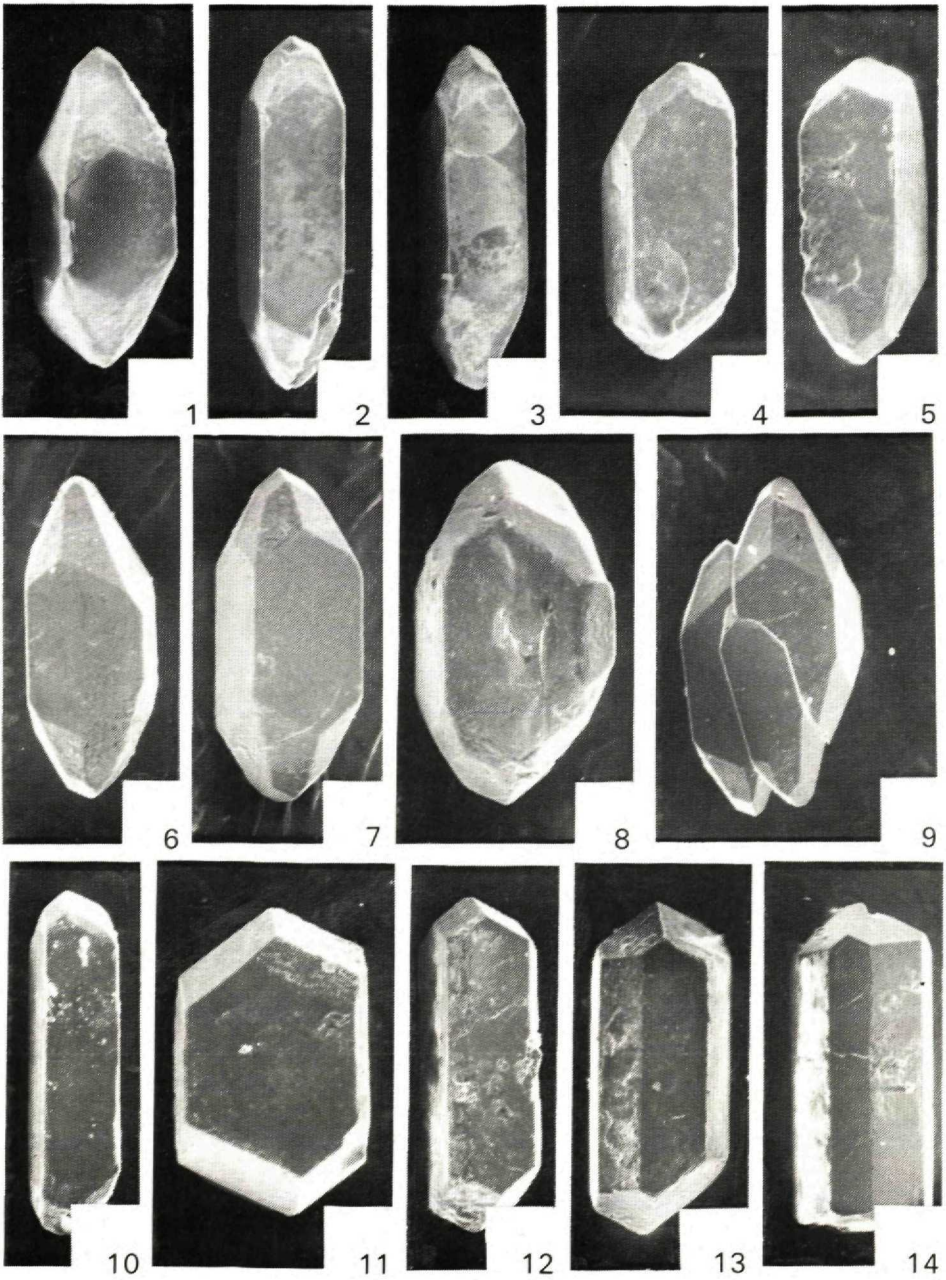


1



2


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12



Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA