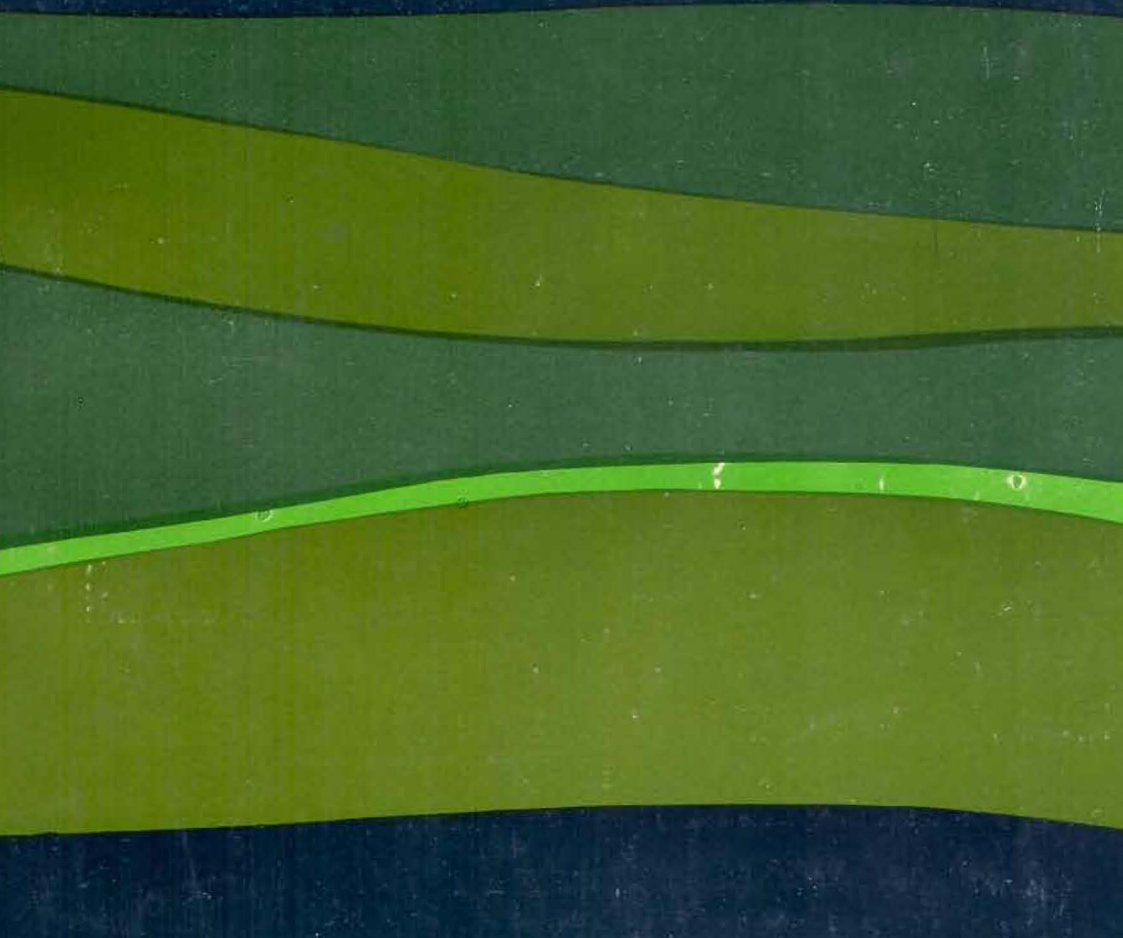


MINERALIA SLOVACA

13

1981

2



Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL

Ing. Ivan MARUSIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGAC, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPAK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Eva Planderová — Viliam Sitár — Pavol Grečula — Karol Együd

Biostratigrafické zhodnotenie grafitických
bridlíc zo zemplínskeho ostrova

Biostratigraphic evaluation of graphiteous
shales in the Zemplín Inselberg area
97 (Eastern Slovakia)

Bohuslav Cambel — Vladimír Streško — Ivan Mičuda

Obsah niektorých prvkov v rudonosnom
súvrství kryštalinika Malých Karpát

Contents of some metals in the ore-bear-
ing sequence of the Malé Karpaty Mts.
129 crystalline

Miloš Kratochvíl

Analýza mikrostavby serpentinitu zo Spiš-
sko-gemerského rudohorí rentgenovou
difrakcií

X-ray fabric analysis of serpentinite from
the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
145

Miroslav Hrašna — Ján Pavlech

Zmeny vlhkosti a konzistencie súdržných
zemín pod vplyvom zrážok a kolísania
hladiny podzemnej vody

Changes of moisture and consistency in
cohesive soils due to the influence of
precipitates and subsurface water level
fluctuations
153

Juraj Knés

Ochrana životného prostredia pri ťažbe
ortuťového ložiska Veľká studňa

Protection of the environment in relation
with planned exploitation of the Veľká
Studňa mercurry deposit near Banská
Bystrica
163

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlíc zo zemplínskeho ostrova

EVA PLANDEROVÁ*, VILIAM SITÁR**, PAVOL GRECUŁA***, KAROL EGYÜD***

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

** Katedra paleontológie UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava

*** Geologický prieskum, Jesenského 6, 040 51 Košice

(3 obr. a 13 tabúl v texte)

Doručené 10. 4. 1980

Project No. 5

Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts



Биостратиграфические исследования графитовых сланцев Земплинского Острова

На основании изучения микро и макрофлоры образцов керна скважин в районе Земплинского Острова позволило решить и уточнить биостратиграфические вопросы комплекса метаморфизованных графитовых осадков. Было установлено, что возраст антрацита принадлежит стефану. А — Б. Почвенный комплекс графитовых сланцев относится к вестфалу Д — даже нижний стефан. Нижняя и верхняя перм была установлена как вулканогенный комплекс в скважине 30—9 и 30—10.

Biostratigraphic evaluation of graphitaceous shales in the Zemplin Inselberg area (Eastern Slovakia)

A new evaluation of microfloristic and macrofloristic remnants from borehole samples of the Zemplin Inselberg area yielded considerable data on the stratigraphical subdivision and on the accuracy of the biostratigraphy applied to the complex of metamorphosed graphitaceous sediments. It was ascertained that the age of the anthracite coal is Stephanian A—B. Lower and Upper Permian strata are represented by a volcanogenous sequence in the boreholes ZO-9 and ZO-10.

Vekovým zaradením tmavých grafitických bridlíc so slojkami antracitu sa zaoberalo málo paleontológov, aj keď údaje o náleze makroflóry sú už od čias Štúra (1877). Neskôr najmä Němejce (1946) a Němejce — Obrhel (1959) našli fosílnu flóru z hľad grafitických bridlíc z povrchových odkryvov a podľa jej hodnotenia predpokladali spodnostefan-

ský vek sedimentov.

Až v ostatnom čase sme na základe požiadania pracovníkov Geologického prieskumu vykonali podrobné štúdium mikroflóry a makroflóry asi 50 vzoriek z viacerých vrto, ktoré realizoval Geologický prieskum v rámci úlohy Zemplínsky ostrov. Toto štúdium umožnilo vypracovať úplnú biostratigrafickú sché-

mu ich zaradenia od podložia až po jeho najvrchnejšie sedimenty. Naše bádania sčasti potvrdzujú staré názory a sčasti poskytujú nové podklady na vekové zaradenia nadložných aj podložných bridlíc vzhľadom na antracitové sloje a ich sprievodné bridlice.

Na palinologické hodnotenia sa laboratórne spracovalo asi 150 vzoriek a z nich 50 poskytlo natoľko zachovanú mikroflóru, že sa dala použiť na určenie veku. Veľmi dobre zachovaná makroflóra sa určovala z produktívneho súvrstvia v dvoch vrtoch. Mikroflóra bola spracovaná z ôsmich vrtoch, a to (obr. 1).

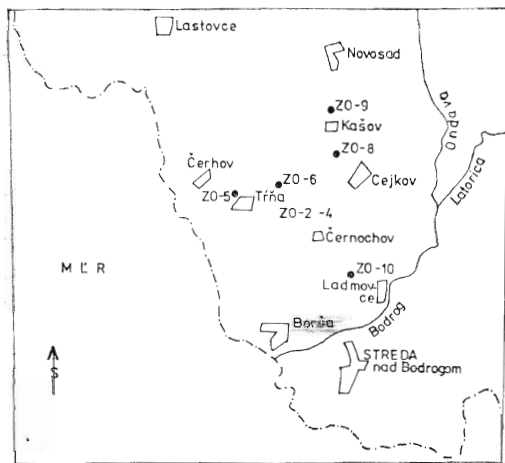
ZO-10 (1031—171m), ZO-9 (1736—27 m), ZO-8 (1976—75 m), ZO-6 (278—61 m), ZO-5 (231—50 m), ZO-4 (283—108 m), ZO-3 (100—99 m), ZO-2a (120—20 m), ZO-2 (30 m).

Laboratórne spracovanie vzoriek

Vzorky, ktoré sa palinologicky hodnotili, bolo treba podrobiť zložitej maceračnej metóde. Z celého množstva 150 spracovaných vzoriek bolo 50 pozitívnych na relatívne dobre zachované palinomorfy. Ostatné boli sterilné alebo organické zvyšky boli postihnuté silnou grafitizáciou. Zistili sme, že vložky antracitového uhlia boli na určiteľné palinomorfy negatívne, aj keď každá skúmaná vzorka obsahovala množstvo kerogénu postihnutého grafitizáciou. Možno usudzovať, že tepelné premeny antracitového uhlia presahovali 500 °C, a preto sa zostatkový uhlík premenil na čierny grafit.

Najvhodnejšími horninami na pomerne dobre zachované palinomorfy z vrtoch boli tmavé grafitické bridlice, ktoré sa vyskytovali v podloží alebo nadloží antracitu, ako aj bridlice z vulkanogénneho komplexu. Aj tie boli postihnuté tepelnými reakciami, ale na základe zachovania kerogénu možno predpokladať, že teplota nepresahovala 300 °C, a preto aj značná časť spór zostala bez súvislého grafitového povlaku. Vyskytli sa sporomorfy postihnuté čiastočnou grafitizáciou, ale napriek tomu boli určiteľné. Pomerne málo sporomorf sa našlo vo vrtoch, ktoré grafitizácia a tlak vôbec nepostihli.

Aby sme získali čo najlepšie zachované spóry a pele, museli sme voľiť metodiku, pri ktorej sa zbavujú grafitového povlaku. Na to sme po bežných metódach odstraňovania vápnitej a silikátovej zložky používali metódu zmäkčovania grafitu glycerolovým kúpeľom, povarením v HNO_3 a kombinovaním tejto metódy s oxidačnými činidlami, napr. Sulzovým roztokom. Tak sa nám podarilo získať spoločenstvo sporomorf, určiť ich podľa rodu a mnohé aj podľa druhu, a to nám poskytlo dostatočný podklad na určenie veku skúmaných sedimentov. Horšie zachované sporomorfy a čiastočný alebo úplný grafitový povlak na kerogéne sú typické znaky palinomorf v karpatských podmienkach. Ale na základe porovnania zachovanosti sporomorf v chočskom príkrope (Planderová, 1979), vo veporiku (Planderová — Vozárová, 1977) a gemeriku (Planderová, in lit.) možno konštatovať, že na zemplínskum ostrove bol stupeň teplotných premien karbónskych sedimentov najvyšší, a ten spôsobil aj vyšší stupeň grafitového povlaku na organických zvyškoch.



Obr. 1. Mapka palinologicky a makrofloristicky hodnotených vrtoch

Fig. 1. Sketch map of borehole locations evaluated by palinology and by macrofloristical investigations

Pri určovaní sporomorf sme sa opierali o veľmi bohatú palinologickú literatúru o mladšom paleozoiku, najmä z Európy. Sú to práce Smitha — Buterwortha (1967), Inosovej — Kružinej — Schwartzmana (1976), Dybovej — Jachowicza (1957), Peppersa (1970), Potonieho — Krempa (1956) a i. Pri biostratigrafickom hodnotení sme sa pridržali najmä posledných prác francúzskych palinológov na čele s Doubingerovou (1968, 1971), Bourouza — Doubingerovej (1977), Claytona — Coquela — Doubingerovej et al. (1977).

Stručná geologická charakteristika študovanej oblasti

Zo starších prác dotýkajúcich sa geológie zemplínskeho ostrova je najdôležitejšia štúdia Boučka a Přibyla (1959). Autori uviedli z nadložía kryštalinika sedimenty, rozdelili ich a nazvali podľa lokálnych názvov na trňanské, kašovské, cejkovské a černochovské vrstvy.

Do vestfálu D až stefanu B zaraďujú trňanské, do stefanu kašovské a do permu cejkovské a černochovské vrstvy. Produktívne vrstvy zaraďujú do stefanu A ako strednú časť trňanských vrstiev.

V poslednej práci dotýkajúcej sa geológie zemplínskeho ostrova (Grecula — Együd, 1977) na základe vrtných prác predbežne stratigraficky rozčlenili súvrstvia a zemplínsky ostrov tektonicky zaradili medzi iné jednotky Karpát. Podľa litostratigrafickej charakteristiky oporných vrstiev ZO-8, 9, 10 tieto autori vymedzili:

a) karbónske vrstvy (zlepence s vložkami drobových bridlíc a produktívne vrstvy s tmavými bridlicami),

b) perm, ktorý sa začína psamitickým vývojom s drobovými pieskovecami a vložkami bridlíc,

c) trias, ktorý predpokladajú v okolí Ladmoviec, a výskyt zlepencov pokladajú za hraničný horizont medzi permom a triasom.

Autori paralelizujú vývoj zemplínskeho ostrova s Mecsekom v Maďarsku a s getickým prikrovom v Južných

Karpatoch, porovnávajú vývoj v zemplínskom ostrove aj s vývojom v chočskom mladšom paleozoiku, ktoré má neúplný litologický vývoj.

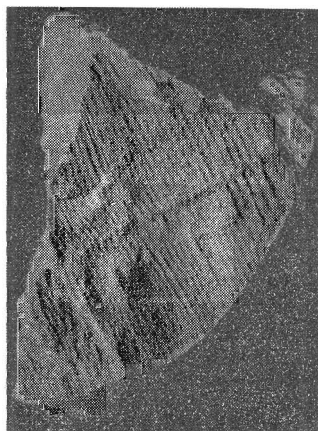
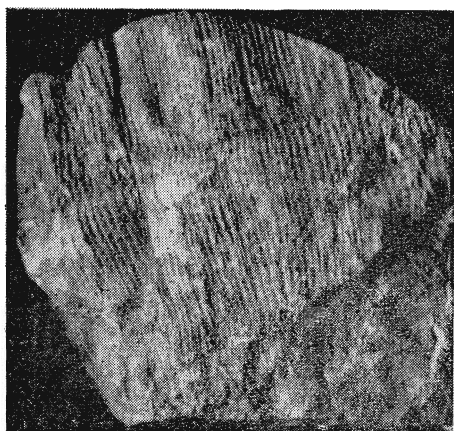
Fosílna makroflóra zemplínskeho ostrova

Fosílna flóra z oblasti zemplínskeho ostrova je v literatúre známa už z minulého storočia (Štúr, 1877), ale najmä z novších prác (Bartonec, 1912, 1921; Šusta, 1931; Němejc, 1946; Němejc — Obrhel, 1959). Treba poznamenať, že flóra, ktorú uvedení autori skúmali, pochádza zo sivej uhľonosnej zóny na okolí Veľkej Trne a Malej Trne.

Štúr (1877) sa iba okrajovo zmienil o karbóne zemplínskeho ostrova a uviedol rastlinné zvyšky patriace rodu *Asterophyllites* a *Pecopteris*. Bartonec vo svojich prácach (1912, 1921) uviedol rastlinné zvyšky patriace rodu *Calamites*, *Asterophyllites*, *Annularia*, *Pecopteris*, *Cordaitea* a *Stigmaria*. Šusta (1931) už uviedol formy určené na druhy, a to: *Pecopteris cyathea* Schloth., *Aulacopteris vulgaris* gr. Eng., *Asterophyllites equisetiformis* Brongn., *Sigillaria* sp., *Cordaitea borassifolius* Stbg. Na základe *Pecopteris cyathea* a *Cordaitea borassifolius* autor predpokladal, že vrstvy s touto flórou sú stefanského veku.

Flóru z okolia Malej Trne a Veľkej Trne podrobne rozobral a opísal Němejc (1946). Uvádza nasledujúce formy: *Asterophyllites equisetiformis* (Schloth.) Brongn., *Sphenophyllum emarginatus* Brongn., *Asterotheca arborescens* Brongn., *Ptychocarpus unitus* Brongn., *Linopteris* cf. *obliqua* Bundary, *Alethopteris bohemia* Franke, *Pecopteridium* cf. *costei* Zeiller.

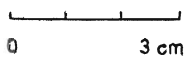
Na základe týchto foriem autor predpokladá, že bridličnaté polohy obsahujúce antracitové slojky na okolí Veľkej Trne a Malej Trne sú spodnostefanské a koreluje ich s vrchnými svatoňovickými slojmi v dolnosliezskej panve.



2



3



0

3 cm



4

Tab. I

1 — *Calamites cisti* Brongn. ZO-2a, 71 m, 2 — *Calamites cisti* Brongn. ZO-5, 58 m, 3 — *Calamites* cf. *infractus* Gutbier, ZO-2a, 51 m, 4 — *Calamites undulatus* Sternbg. ZO-2a, 54,5 m

V ďalšej práci Němejce a Obrhela (1959) okrem uvedených foriem uviedli ešte ďalšie: *Sphenophyllum oblongifolium* (Cermak et Kaulfuss) Unger, *Annularia pseudostellata* Potonié, *Lepidophloios laricinus* Stgb., *Lepidostrobophyllum majus* Brongn. Na ich základe autori usudzujú o spodnostefanskom veku.

V posledných rokoch robia podrobné výskumy zemplínskeho ostrova pracovníci Geologického prieskumu Košice pomocou vrtoch. Vo vrtoch ZO-2a a ZO-5 sme našli veľmi dôležité odtlačky z hľadiska stratigrafie niektorých vrstiev. Najčastejšie sú zastúpené prvky prasilíčkovitých rastlín a papradí.

Vrt ZO-5

Vo vrte sme určili nasledujúce formy: 58 m — *Calamites cisti* Brongn., 136 m — *Pecopteris* sf. *miltoni* Artis, 136 m — *Pecopteris* cf. *miltoni* Artis, 170,3 m — *Pecopteris* cf. *miltoni* Artis, 286 m — *Calamites* sp., *Lepidophyllum* sp., *Alethopteris* sp.

Vrt ZO-2a

50 m — *Asterophyllites trichomatosus* Stur, 51 m — *Calamites intractus* Gutbier, *Calamites* sp., 54,5 m — *Calamites undulosus* Stgb., *Calamites* cf. *suckovi* Brongn., 58 m *Calamites cisti* Brongn., 71 m — *Calamites cisti* Brongn.

Na haldách pri Veľkej Trni sme našli tieto formy: *Calamostachys* cf. *sahnii* Stockmans et Williere, *Sphenophyllum trichomatosus* Stur, *Asterophyllites equisetiformis* (Schloth.) Brongn., *Calamites cisti* Brongn., *Stigmara ficoides* (Stgb.) Brongn.

Calamites cisti Brongniart

Tab. I, obr. 1, 2

Je to najviac zastúpená forma. Vyskytuje sa v oboch vrtoch. Zo zem-

plínskeho ostrova doteraz nie je známa. Patrí do skupiny *Stylocalamites* Weiss. Články medzi nódiami sú dlhé od 2 do 12 cm. Rebrá sú výrazné, priame, úzke. V nódiach alternujú. V ruhrskom karbone je bežný vo vestfáli B, C. V Bulharsku ho Tenčov (1973) uvádza z vrchného stefanu.

Calamites undulatus Sternberg

Tab. I, obr. 4

Rebrá sú široké 2 mm, končia sa ostro zakončené v nódiach. Ryhy sú zvlnené. Zvyšky tohto druhu sa vyskytujú od namúru po spodný perm, v Európe najmä vo vestfáli.

Calamites cf. *infractus* Gutbier

Tab. I, obr. 3

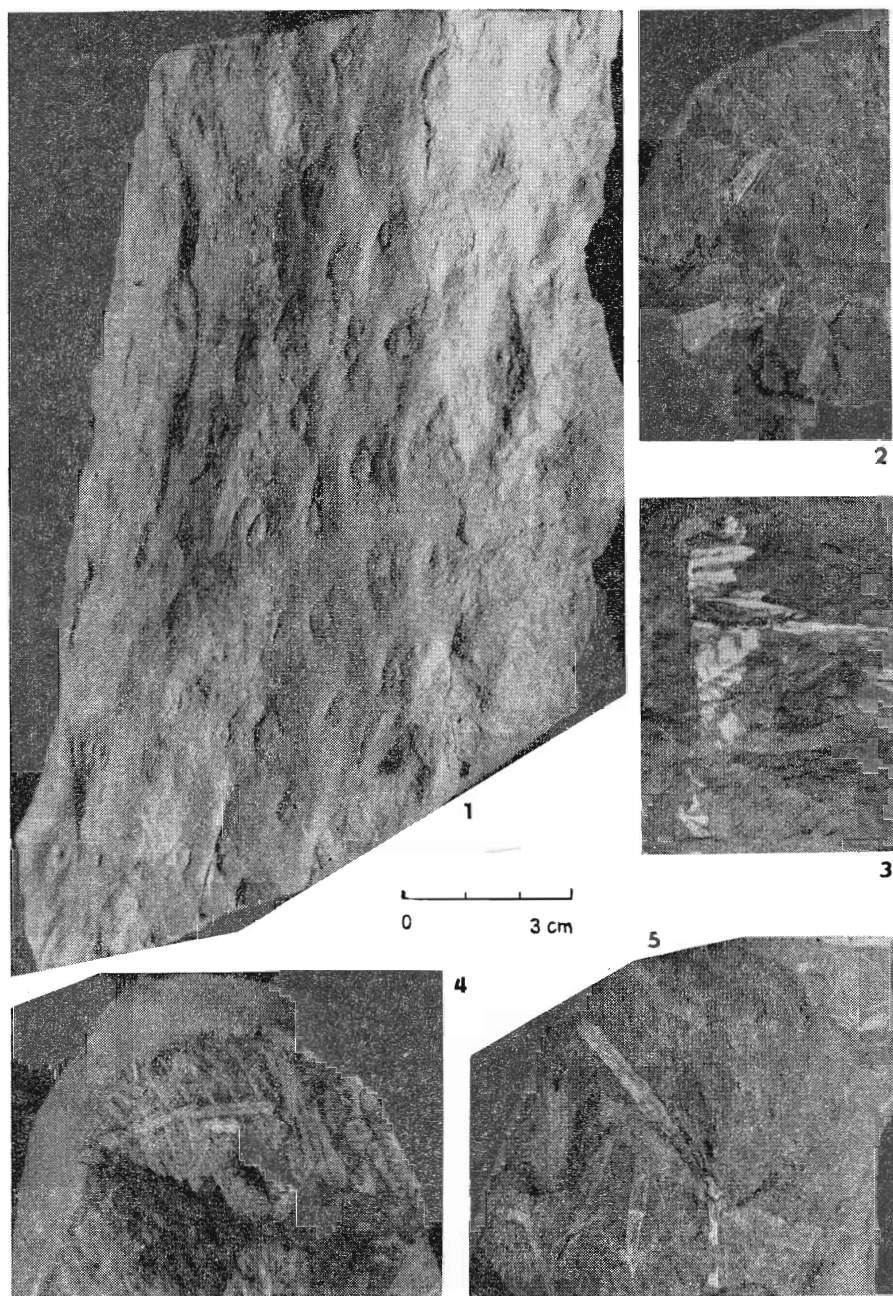
Odtlačok kmeňa s okrúhlou stopou po odpadnutom konári. Podrobné formy sa uvádzajú aj pod názvom *Calamites ramosus* (*carinatus*) Artis Stgb. Patrí do skupiny *Diplocalamites* Gothan. Vyskytuje sa vo vestfáli A, B, C. *Calamites infractus* Gutbier je známy z vestfálu a permu z Nemecka a zo stefanu Francúzska.

Asterophyllites trichomatosus Stur

Tab. II, obr. 2, 5

Odtlačky koncových konárikov, ktoré sú veľmi časté vo vrte ZO-2a v hĺbke 50 m, ale aj na haldách vo Veľkej Trni. Tento druh uvádza Štúr (1887) zo žacléřských vrstiev (vestfál A—C).

Ako z uvedeného vychodí, zvyšky makroflóry nájdené vo vrtoch ZO-2a a ZO-5 sa v európskom karbone vyskytujú od vestfálu po perm, ale najčastejšie v stefane. Niektoré druhy rodu *Calamites* možno korelovať s podobnými formami z vestfálu Porúria (Leggewie — Schönefeld 1961). Niektoré sú spoločné s formami, ktoré uvádza Štúr



Tab. II

1 — *Stigmaria ficoides* (Sternbg.) Brongn. Haldy V. Trňa, 2 — *Asterophyllites trichomatosus* Stur, ZO-2a, 50 m, 3 — *Alethopteris* sp., ZO-5, 286 m, 4 — *Pecopteris* cf. *miltoni* Artis, ZO-5, 136,60 m, 5 — *Asterophyllites trichomatosus* Stur, ZO-2a, 50 m

(1877, 1887) zo žacléřských vrstiev (vestfál A—C). V porovnaní s makroflórou od Dobšinej (Němejc, 1946) možno predpokladať, že má iné zloženie. V Dobšinej sa vyskytuje viac papraďovitých foriem, hlavne *Neuropteris gigantea* Stbg., na základe ktorej Němejc (ibid.) predpokladá vestfál A až B.

Aj keď naša flóra nie je veľmi bohatá, možno konštatovať, že uhľonosné vrstvy na okolí Veľkej Tírne (tíranské vrstvy) v hĺbke od 50 m a hlbšie sú spodnostefanské, a to na základe pomerne veľkého zastúpenia foriem rodu *Calamites*. Druhy tohto rodu mali v Európe najväčšie zastúpenie vo vestfáli a v stefane.

Palinologické hodnotenie sedimentov

Spoločenstvá sporomorf a morského planktónu (spórovo-peľové spektrá) sme sledovali vo všetkých vzorkách v uvedených vrtoch. Pri hodnotení uvádzame spektrá rovnakého zloženia súhrnne z viacerých vzoriek, a to od najhlbších skúmaných sedimentov každého vrtu po najvrchnejšie.

Vrty ZO-10 a ZO-9 hodnotíme podrobnejšie, lebo sú to oporné vrty obsahujúce všetky zistené biostratigraficky odlišné peľové spektrá (obr. 2).

Vrt ZO-10

Palinologicky sme spracovali sedimenty v intervale od 171,20 do 1031 m. Litologicko-petrografická charakteristika je nasledujúca (Grecula — Együd, 1977):

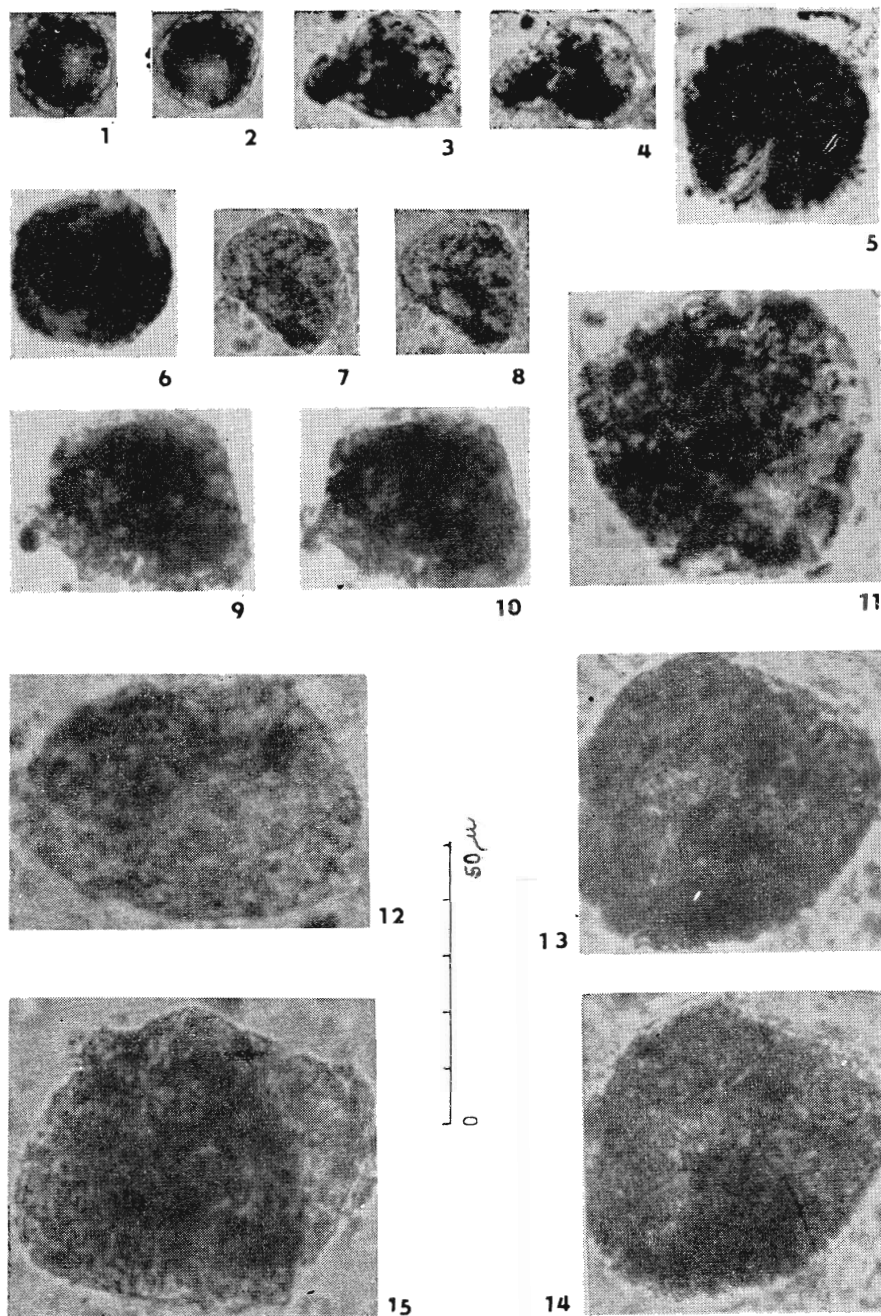
171,20—188 m — striedanie fialových jemnozrnných zlepcov s tmavými vápnitými slieňmi a vložkami arkóz

427—969 m — tmavosivé drobové bridlice a kremité sivočierne pelity

977—1031 m — čierne karbonátové slieň, striedanie drôb, pieskovcov a bridlic.

Od 427 m do 798 m bolo súvrstvie na palinomorfy negatívne, príp. obsahovalo organické zvyšky pokryté silnou vrstvou grafitu, a preto sa nedali určiť.

Do obdobia vzniku sedimentov z metáže 1031—1006 m možno zaradiť aj sedimenty v hĺbke 427—407 m (obr. 2). Sporomorfy boli v uvedených vzorkách hojne zastúpené kvantitatívne aj kvalitatívne. Najhojnejšie sa vyskytovali spóry rodov a druhov *Lycospora*, *Apiculatisporites*, *Cirratriradites saturni* (Ibr.) S. W. B., *Cyclogranisporites pergranulus* Alp., *Cirratriradites flabelliformis*, Wils. et Kos. *Torispora* cf. *laevigata*, Bharadw., *Vestispora fenestrata* (Kos.) Wils. Ven., *Allatisporites* sp., *Allatisporites hexalatus* Alp., *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. Kr., *Sporonites uniosus* (Horst) Dyb. Jach. Z monosakátnych peľov sa vyskytli ojedinele *Endosporites* sp., hojnejšie boli monosakátne spóry rodu *Potonieisporites*, ako napr. *Potonieisporites* sp., *Florinites* sp. Veľmi hojne sa vyskytovali spóry druhu *Florinites* cf. *ovatus* Bharadw. Z bisakátnych peľov sa vyskytovali *Illinites unicus* Kos., *Illinites elegans* Kos., *Pityosporites* sp. Vyskytovali sa aj striátne bisakátne pele (rodu *Vittatina* a rod *Monosulcites* sp.). Vo vzorkách tohto sedimentačného cyklu boli aj spóry rodu *Lycospora*. Bohato sú zastúpené pele rodu *Pityosporites*. Uvádza sa hlavne od stefanu, rod *Striatodisaccites* od vestfálu C—D. Spóry rodu *Potonieisporites*, ktoré sa hojne vyskytovali v uvedených vzorkách, sú charakteristické pre stefan C—D až spodný perm. Spóry rodov *Cirratriradites* a *Cyclogranisporites*, ako aj *Vestispora* sa najhojnejšie vyskytujú v stefane B. Vzorky z nadložných sedimentov do 977 m boli relatívne chudobnejšie na sporomorfy obdobného zloženia ako vyššie uvedené spoločenstvo. Vyskytli sa však aj druhy, ktoré sú hojnejšie vo vestfáli a do stefanu ani rodovo neprechádzajú. Pokladáme ich



Tab. III

1 — 2 *Sporonites* sp. 1, 3—4 — *Sporonites* sp., 2, 5 — *Sporonites uniosus* (Horst.) Dyb. Jach., 6 — *Sporonites uniosus* (Horst.) Dyb. Jach., 7—8 — *Lycospora punctata* Kos., 9—10 — *Lycospora verruculifer*, Lub., 11 — *Reticulatisporites* cf. *asperidictus* Playf. et Henn., 12 — *Foveolatisporites* cf. *junior* Bharadw., 13—14 — *Cyclogranisporites varius* Singh., 15 — *Densosporites triangularis* Kos.

za preplavené. Sú to: *Cirrattriradites flabelliformis* Wils. Kos., *Triquitrites triturgidus* (Loose), Pot. Kr., *Triquitrites arcuatus* Wils. et Coe.

Z bisakátnych peľov sa vyskytli druhy rodu *Pityosporites*. Z monosulkátnych peľov sme zistili rod *Cycadopites*. Zistili sme tu aj preplavené spóry z podložného kryštalinika, ako napr. rod *Lagenicula* sp. a rod *Hymemozonotriletes*, ktoré sa vyskytujú od devónu. Okrem nich sa vyskytli ojedinelí zástupcovia morského planktónu zo skupiny *Acritarcha*.

Na posúdenie veku sedimentov sú dôležité druhy rodov *Punctatisporites*, *Laevigatisporites*, *Laevigatosporites* div. sp., ktoré sa uvádzajú zo spodného stefanu, ale aj druhy rodu *Potonieisporites*, ktoré sa hojnejšie vyskytujú až od stefanu C po koniec spodného permu. Výskyt staropaleozoických preplavených druhov poukazuje na nepokojnú sedimentáciu a znos kryštalinického materiálu do sedimentačného bazénu. Predpokladaný vek je stefan B—C.

837—794 m. Vzorky z tohto sedimentačného komplexu sú druhovo chudobnejšie ako v podložných bridliciach sprevádzajúcich produktívne vrstvy. Zastúpenie palinomorf je charakteristické prevahou monosakátnych peľov rodu *Florinites* a *Potonieisporites* nasledujúceho druhového zloženia: *Florinites luberae* Samoil., *Florinites ovatus* Bharadw., *Endosporites* sp., *Endosporites formosus* Alp., *Wilsonia delicata* Kor., *Potonieisporites* sp., *Potonieisporites novicus* Bharadw. (zastúpený najvyšším percentom), *Potonieisporites bharadwaji* Remy, *Pityosporites* sp. Z výtrusných je zastúpený druh *Vestispora fenestrata* Wils. Ven. a *Torispora laevigata* Bharadw.; mikroflóra sa z osemdesiatich percent skladá z druhov typických pre stefan C—D až spodný perm.

Peľové spektrá zistené vo viacerých vzorkách z toho sedimentačného obdo-

bia sú druhovo relatívne chudobné, ale aj z palinologického hľadiska možno pripustiť, že ide o spodný perm, najmä ak berieme do úvahy litostratigrafické výsledky, na základe ktorých sa celé súvrstvie zaraďuje do permu (Grecula — Együd, 1977).

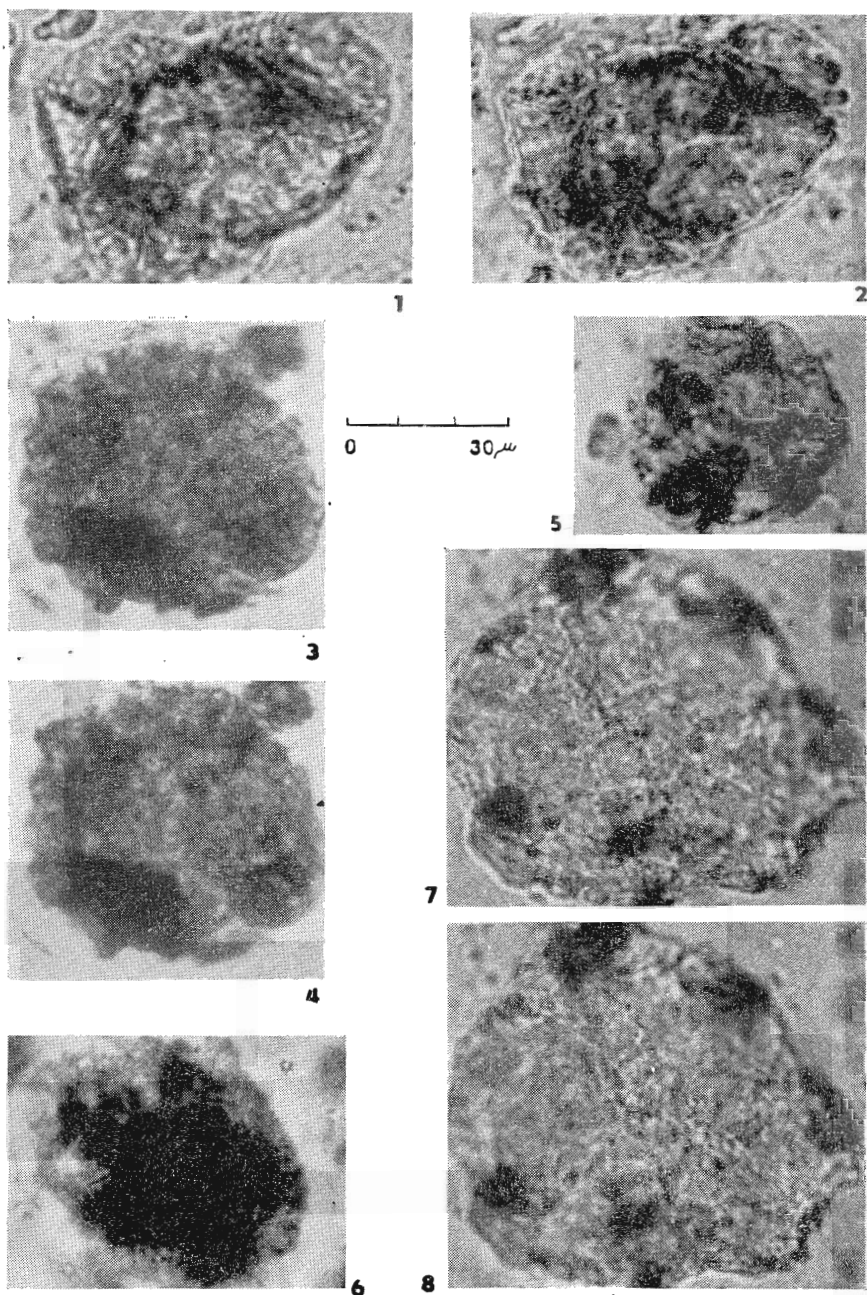
Sedimenty v intervale od 792 po 430 m boli na sporomorfy negatívne.

185—171 m. Najvrchnejšie palinologicky hodnotené súvrstvie z tohto vrtu bolo na sporomorfy najbohatšie. Oproti podložným sedimentom má spoločenstvo bohatšie o mnohé druhy bisakátnych peľov vyskytujúcich sa najmä v perme. Preto aj predpokladáme, že karbónske spóry, vyskytujúce sa ojedinele v týchto vzorkách, budú preplavené. Zo spór sa tu vyskytli: *Punctatisporites* sp., *Foveotriletes* sp., *Cirrattriradites* sp., *Thymospora perverucosa* (Alp.) Wils. et Ven., z monosakátnych peľov sú zastúpené druhy *Endosporites* sp., *Endosporites rotundus* (Ibr.) S. W. B. *Potonieisporites novicus* Bharadw., *Potonieisporites* sp., *Florinites* cf. *ovatus* Bharadw., *Florinites luberae* Samoil. a z bisakátnych peľov sú veľmi hojne zastúpené druhy rodu *Pityosporites*, *Crustaesporites globosus*, Leschik, *Jugasporites delasaucei* Klas, *Lueckisporites* sp., *Striatites sewardi* Klaus, *Taeniaesporites angulistriatus* Klaus, *Taeniaesporites* sp., *Falcisporites* sp., *Protohaploxypinus varius* Bharadw., *Sulcatisporites* sp., *Platysaccus papilionis* Pot. Klaus a pod. Uvedené spoločenstvo poukazuje na vrchnopermský vek sedimentov.

Vrt ZO-9

Palinologicky sme zhodnotili sedimenty od 1891 do 27 m. Od 1891 do 1782 m boli vzorky na sporomorfy negatívne. Litologicko-petrografická charakteristika sedimentov je nasledujúca:

1891—1782 m — komplex zlepenecov, obliakov kryštalických bridlíc a čier-



Tab. IV

1—2 — *Alatisporites pustulatus* Ibr., 3—4 — *Apiculatisporites abditus* (Loose) Pot. Kr.,
 5 — *Reticulatisporites alveolatus* Alp., 6 — *Radiizonates* sp., 7—8 — *Ahrensisporites* sp.

ných drobových bridlíc,

1786—1715 m — komplex čiernych bridlíc s polohami arkóz,

1645—1579 m — čierne bridlice s vložkami antracitu,

1562—1530 m — striedanie drobových pieskovcov, bridlíc a zlepecov sivočiernej farby,

1432—1111 m — čierne jemnozrnné droby s vložkami bridlíc a antracitu,

1086—912 m — droby, arkózy s vložkami čiernych bridlíc, arkózové pieskovce, drobové bridlice,

711 m — komplex psamitov,

371 m — obliakové drobové pieskovce s vložkami bridlíc,

312—185,10 m — komplex psamitov, striedanie sivých drôb, drobových pieskovcov s vložkami bridlíc,

64,20—27 m — fialové sľudnaté strednozrnné až hrubozrnné bridlice, hrubozrnné arkózy.

Veľmi bohaté spórovo-peľové obrazy sme získali zo sedimentačného komplexu v 1735—1715 m, ako aj z 1645—1076 m.

Za najstaršie zo všetkých skúmaných sedimentov pokladáme vzorky z hĺbky 1735—1715 m, ktoré obsahujú väčšie množstvo spór vyskytujúcich sa vo vrchnom vestfáli. Sú to hlavne druhy rodu *Triquitrites*, druhy *Reticulatisporites reticulatus* Ibr. a *Vestispora fenestrata* Wils. et Ven., ako aj ojedinelý výskyt bisakátnych striátnych peľov. Je preto pravdepodobné, že toto súvrstvie je staršie ako produktívne súvrstvie v nadloží týchto bridlíc. S pravdepodobnosťou ho možno zaradiť do veku vestfál D až stefan A.

Vzorky zo sedimentačného komplexu od 1645—1076 m boli bohaté na sporomorfy a dávajú podklad na určenie veku produktívneho súvrstvia, ktoré bolo podrobené palinologickému štúdiu aj v iných vrtoch zemplínskeho ostrova.

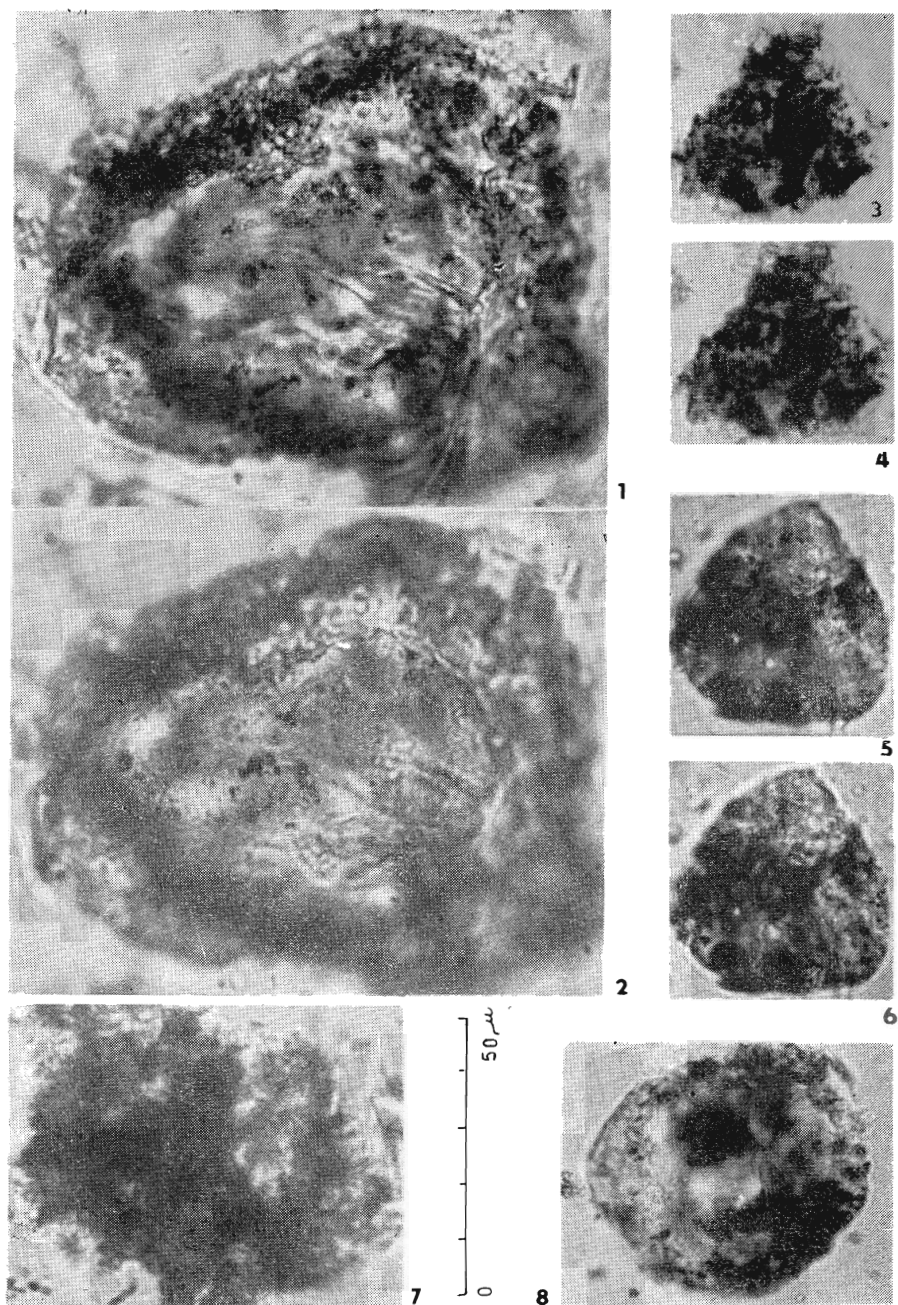
Mikroflóra má takéto zloženie: *Sporonites uniosus* (Horst.) Dyb. Jach., *Re-*

ticulatisporites cf. *asperidictus* Playf. Henn., *Reticulatisporites* sp., *Ahrensisporites* sp., *Ahrensisporites angulatus* (Kos.) Pot. Kr., *Crassispora* sp., *Ahrensisporites guerickei* (Horst.) Pot. Kr., *Triquitrites tripartitus* Alp., *Cyclogranisporites* sp., *Densosporites major* Alp., *Dictyozonotriletes* sp., *Torispora securis* (Balme) Alp. (hojná), *Raistrickia aculeolata* Wils. et Kos., *Cirratriradites trizonarius* Jach. Dyb. Z monosakátnych spór sme zistili druhy: *Florinites antiquus* Schopf., *Florinites* sp., *Florinites ovatus* Bharadw., *Endosporites* sp., *Endosporites globiformis* (Ibr.) S. W. B., *Florinites luberae* Samoil., *Pityosporites* sp., *Illinites* sp. Okrem spór a peľov sa vo vzorkách našiel aj morský planktón bez bližšieho druhového určenia a druh *Hymenospora multirugosa*, ktorý uvádza Peppers (1970) z pensylvánu. Hojne boli zastúpené bisakátne peľe a druh *Schopfipollenites ellipsoides* (Ibr.) Pot. Kr.

Uvedené palinomorfy zo skúmaného súvrstvia majú zastúpenie hlavne vo vestfáli D a stefane A—B. Pre početne bohatšie zastúpenie spór a peľov, ktoré sa vyskytujú hlavne v stefane, možno pri produktívnom súvrství vylúčiť vestfálsky vek a zaradiť ho do stefanu A—B.

Sedimenty z hĺbky 912—253 m mali chudobnejšiu mikroflóru. Zo spór sme zistili druhy *Triquitrites tripartitus* Alp. (prepl.) *Calamospora pallida* (Loose) S. W. B., *Cyclogranisporites pergranulus* Alp. Z monosakátnych peľov sa vyskytli druhy radu *Cordaitales* (Ibr.) S. W. B., druhy *Potonieisporites novicus* Bharadw., *Pityosporites* div. sp., *Protohaploxypinus varius* Bharadw., *Striatodisaccites* sp., *Striatodisaccites* sp., *Vestigisporites* sp., *Schopfipollenites ellipsoides* (Ibr.) S. W. B.

Aj keď sú sedimenty chudobnejšie na mikroflóru, obsahujú spóry a peľe, ktoré sú z hľadiska biostratigrafického



Tab. V

1—2 — *Densosporites* sp., 3—4 — *Lophotriletes* sp., 5—6 — cf. *Ratiganisporites*, 7 — *Cadiospora magna* Kos., 8 — *Densosporites variabilis* (Walz) Pot. Kr.

rozšírenia zo stefanu. Na základe zastúpenia striátnych bisakátnych peľov, ako aj hojnejšie zastúpených peľov rodu *Cordaitales* predpokladáme vek stefan C.

Komplex sedimentov v hĺbke od 185 m—27 m bol na sporomorfy veľmi bohatý. Z výtrusných sme zistili tieto druhy: *Punctatisporites* sp., cf. *Leiotriletes*, *Reticulatisporites cornosus* (Knox) Neves., *Lycospora gigantea* Alp., *Vestispora fenestrata* Wils. et Ven., *Cirratriradites* cf. *flabeliformis* Wils. et Kos.

Z monosakátnych peľov sme zistili druhy *Florinites milloti*, Butt. Will., *Florinites elegans* Wils. Coe., *Florinites* cf. *plicatus* Inosova, *Florinites pumicosus* (Ibr.) S. W. B., *Cordaitales* div. sp., *Nuskoisporites* sp., *Endosporites* sp., *Potonieisporites radious* Schwartzman, *Potonieisporites novicus* Bharadw., *Wilsonia delicata* Kos. Z bisakátnych peľov sú to druhy rodu *Pityosporites*, *Jugasporites* sp., *Falcisporites* sp., *Protohaploxypinus diagonalis* Balme, *Pityosporites papilionis* Pot. Klaus, *Illinites unicus* Kos., cf. *Labiisporites* sp., *Illinites* sp., *Pityosporites schaubergeri*, Pot. Klaus, *Striatites minor* Klaus, *Striatodisaccites* div. sp. Klaus, *Vittatina costabilis* Wils. Z ostatných sme zistili morský planktón. Zo spórovo-peľového spektra z uvedeného sedimentačného komplexu možno usudzovať s najväčšou pravdepodobnosťou o spodnopermskom veku sedimentov. Karbónske spóry pokladáme za preplavené.

Okrem týchto dvoch oporných vrto, ktoré prešli všetkými sedimentmi zemplínskeho ostrova, sme určili spóry a pele z vrto ZO-8, ZO-6, ZO-5, ZO-4, ZO-3, ZO-2 a ZO-2a.

Vrt ZO-8, ktorý prechádza až do kryštalinika, bol z hľadiska palinologického výskumu pre silný grafitový povlak na palinomorfách dosť nevhodný. Napriek tomu sa našlo niekoľko vzoriek, na základe ktorých sme mohli korelovať palinofloru tmavých grafitic-

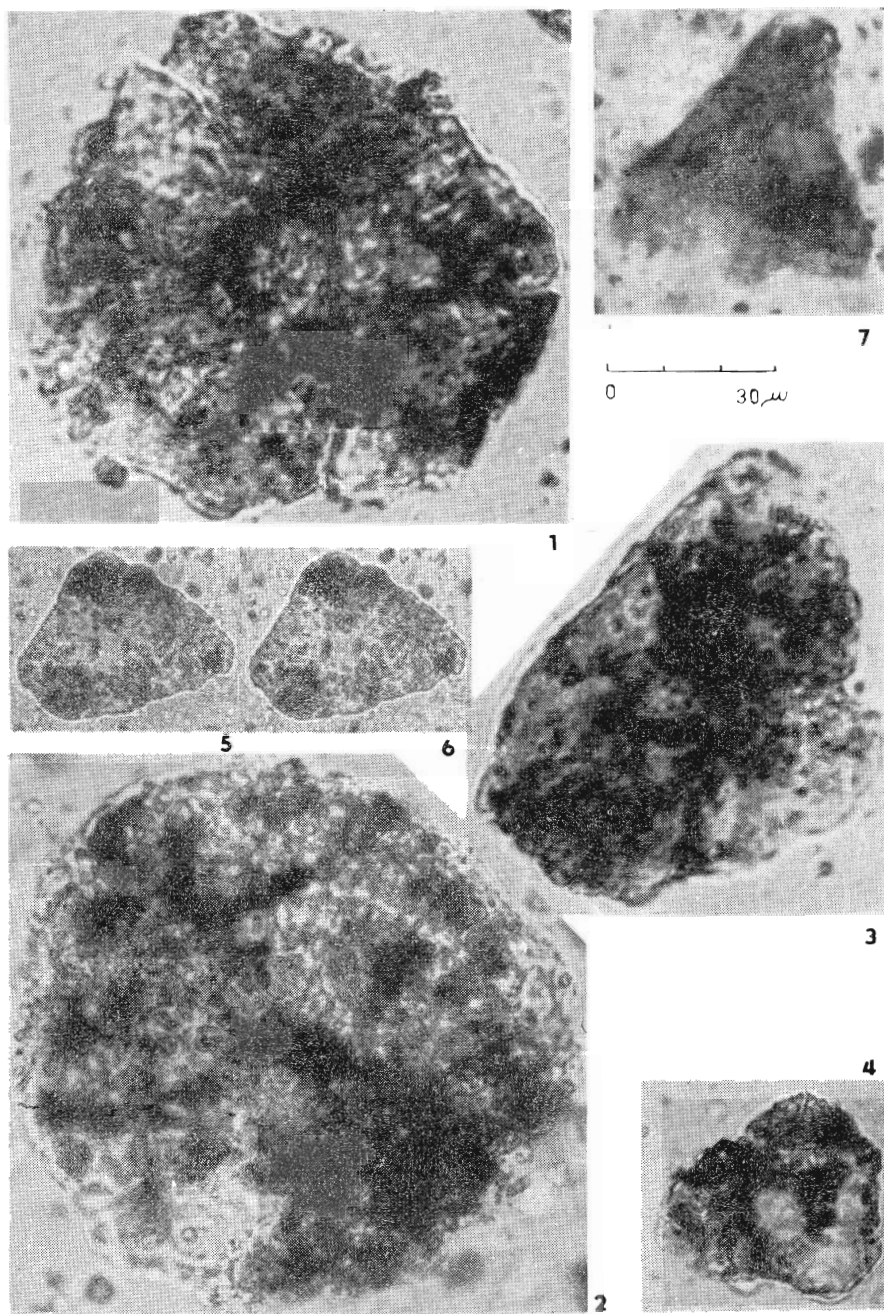
kých bridlíc s mikroflórou oporných vrto ZO-10 a ZO-9.

V hĺbke 1076—1067 m sme zistili palinomorfy zodpovedajúce vestfálu C—D až stefanu A—B. Prevládajúce spoločenstvo má nasledujúce zloženie: *Lycospora granulata* Kos., *Cirratriradites* div. sp., *Triquitrites* div. sp., *Cyclogranisporites pergranulus* Alp., *Cyclogranisporites* fsp., *Vestispora cancellata* Alp., *Crassispora kosankei* Alp., *Schopfipollenites parvus* Schwartzman, *Ahrensispurites angulatus* (Kos.) Pot. Kr., *Cadiorospora magna* Kos., *Laevigatosporites minimus* (Wils. et Coe) S. W. B., *Torisporea securis* (Balme) Alp., *Florinites junior* Pot. Kr., *Florinites ovatus* Bharadw., *Endosporites globiformis* (Ibr.) S. W. B. Na základe uvedeného spoločenstva sporomorf, ktoré sú viac postihnuté grafitizáciou ako v iných vrtoch, možno len s pravdepodobnosťou paralelizovať toto súvrstvie s vestfálsko-stefanským súvrstvom vrtu ZO-9.

Sedimenty v hĺbke 143,0 m majú nasledujúce zloženie sporomorf: *Reticulatisporites reticulatus* Ibr., *Densosporites major* Alp., *Triquitrites arcuatus* Wils et Coe., *Ahrensispurites angulatus* (Kos.), Pot. Kr., *Thymospora pseudothiessenii* (Kos.) Wils. et Ven., *Colluminisporites* sp., *Raistrickia* fsp., *Striatodisaccites* fsp., *Pityosporites schaubergeri* (Pot.) Klaus, *Aumancisporites* fsp. Ide o stefanské spoločenstvo, ktoré sme korelovali s produktívnym súvrstvom vrtu ZO-9.

Vrt ZO-6

Palinologicky boli spracované vzorky od 280—61 m, dovedna 13 vzoriek, z ktorých 7 bolo na sporomorfy pozitívnych a 6 negatívnych. V spodných častiach vrtu (280 m), ako aj v intervale 259—265 m organické zvyšky pokrývala silná vrstva grafitu, a preto sa nedali určiť.



Tab. VI

1 — *Cirratriradites saturni* (Ibr.) S. W. B., 2 — *Cancellatisporites cancellatus* Dyb. Jach.,
 3 — *Cirratriradites* sp., 4 — cf. *Densosporites*, 5—6 — *Triquitrites* cf. *triturgidus* (Loose)
 Wils. et Ven., 7 — *Triquitrites triturgidus* (Loose) Wils. et Ven.,

Litologicko-petrografická charakteristika spracovaných sedimentov je nasledujúca:

280—277 m — tmavé grafitické bridlice,

259—265 m — drobové pieskovce s vložkami uhlia a tmavosivých bridlíc,

120—259 m — sľudnaté pieskovce s vložkami bridlíc,

102—120 m — tmavosivé ílovité bridlice,

61—102 m — tmavosivé piesčité a ílovité bridlice, čierne ílovité bridlice, brekcie s ílovitým tmelom.

Vzorky od 280—61 m sú palinologicky približne rovnako charakterizovateľné a majú takéto zloženie bohato zastúpených sporomorf: *Apiculatisporites* sp., *Lycospora pusilla* (Loose) Pot. Kr., *Leio-triletes* sp., *Laevigatisporites perminutus* Alp., *Punctatisporites rotundus* (Bharadw.) Alp., *Densosporites gracilis* Smith. Butt., *Cyclogranisporites* sp., *Foveolatisporites fenestratus* Kos. Bharadw., *Vestigisporites* sp., *Vestigisporites methoris* Tiwari, *Lundbladisporea gigantea* Radondy, *Cancellatisporites* sp., *Torispora verrucosa* Alp., *Cirratriradites* sp.

Z monosakátnych peľov sú zastúpené druhy rodu *Cordaianthus* sp., *Potonieisporites* sp., *Florinites junior* Pot. Kr., *Potonieisporites bharadwaji* Remy. Z bisakátnych peľov sú zastúpené druhy: *Striatodisaccites* sp., *Labiisporites granulatus* Klaus, *Illinites* sp., *Illinites unicus* Kos. Z monosakátnych peľov sme zistili druhy rodu *Colluminisporites* sp. a *Colluminisporites ovalis* Peppers. Zo striátnych peľov sa vyskytol rod *Vittatina*. Našiel sa tu aj morský planktón s dobre zachovaným rodom *Veryhachium*.

Bohaté mikrofloristické zloženie poukazuje na vek stefan A—B.

Vrt ZO-5

Palinologicky bol zhodnotený zo vzoriek od 284,8—53,30 m. Spracovaných

bolo 9 vzoriek, z nich dve boli negatívne (v 284,80—239,90 m), ale ostatné bohaté na sporomorfy.

Litologicko-petrografická charakteristika hornín je nasledujúca:

284,80—80,50 m — drobovo-arkózovitý bridličnatý komplex s polohami grafitických bridlíc s rastlinnými zvyškami,

80—52,30 m — čierne uhľonosné grafitické bridlice.

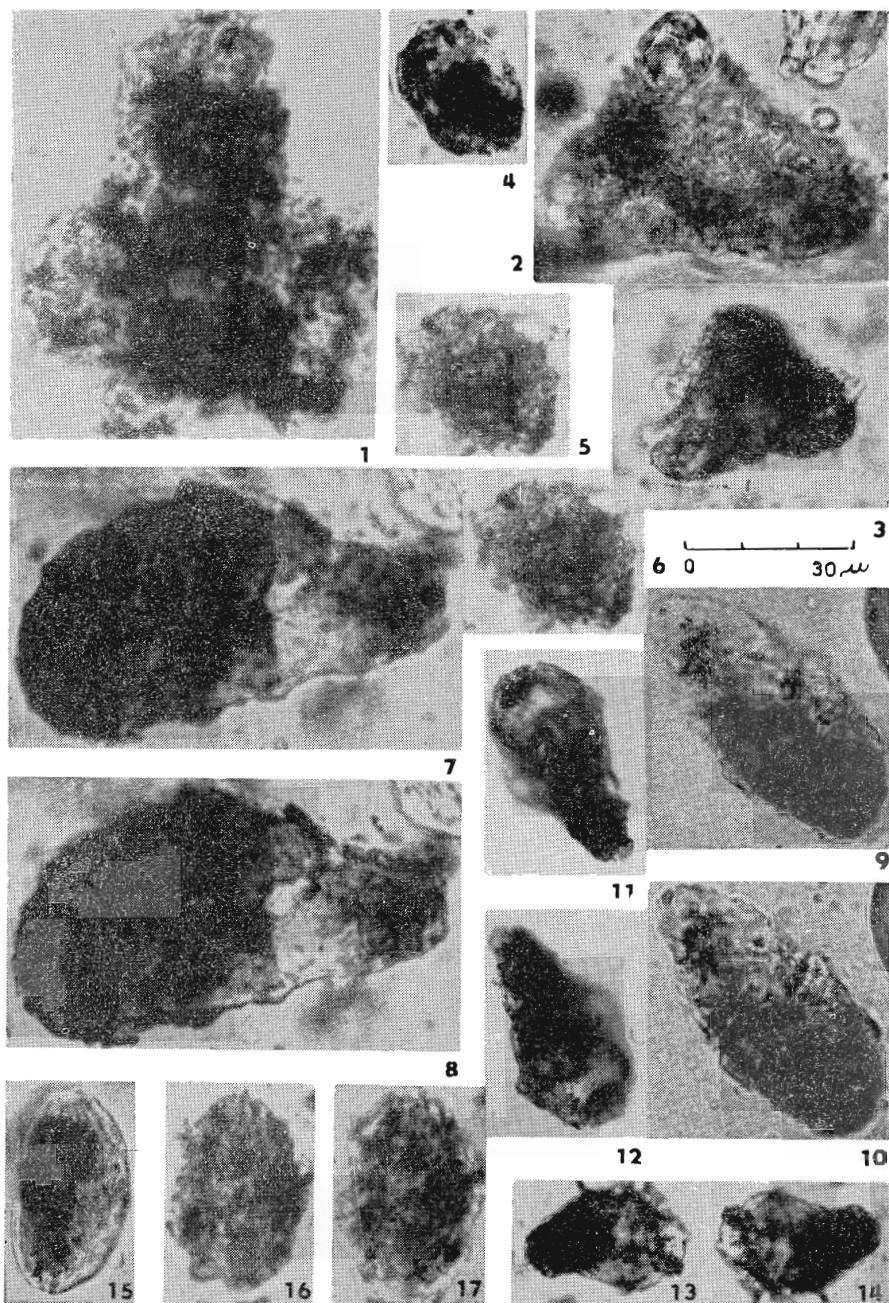
Palinologické hodnotenie tohto vrtu doplnili aj nálezy makroflóry (Sitár).

Keďže tu môžu dávať dve zložky paleoflóry podklady o veku sedimentov, hlavne z uhľonosných vrstiev, zhodnocujeme mikroflóru podrobne, a to aj s údajmi o druhovom rozšírení. Tento vrt možno pri biostratigrafickom hodnotení pokladať za oporný.

231,0—53 m. Súvrstvie je na sporomorfy relatívne chudobné. Zo spór výtrusných sa ojedinele vyskytli *Allatisporites verrucosus* Alp. Z monosakátnych peľov sa hojne vyskytovali peľe rodu *Cordaitina*, *Endosporites globiformis* (Ibr.) S. W. B., *Florinites* sp., *Potoniesporites grandis* (Lub.) Dib., *Striatodisaccites* a ojedinele *Vittatina ovalis* Klaus.

V hĺbke 164,80 m sme zistili spoločenstvo týchto palinomorf: *Punctatisporites minutus* Alp. Doub., *Apiculatisporites* sp., *Lophozonotriletes verrucosus* Lub., *Thymospora pseudothiesseni* Kos. Z monosakátnych peľov sme určili druhy rodu *Cordaitina* a *Latensina trileta* Alp.

V hĺbke 133,50—80,0 sa vyskytli druhy rodu *Savatisporites*, ktoré sa uvádzajú z vestfálu a spodného stefanu, *Cyclogranisporites* sp., uvádzané od vestfálu až po stefan D, spóry rodu *Raistrickia*, uvádzané hlavne z vestfálu, ale aj zo spodného stefanu, ako aj *Polymorphysporites*, s najhojnejším výskytom v spodnom stefane. Z monosakátnych spór sa vyskytli *Guthörlisporites* sp., *Illinites unicus* Kor., *Striatodisacci-*



Tab. VII

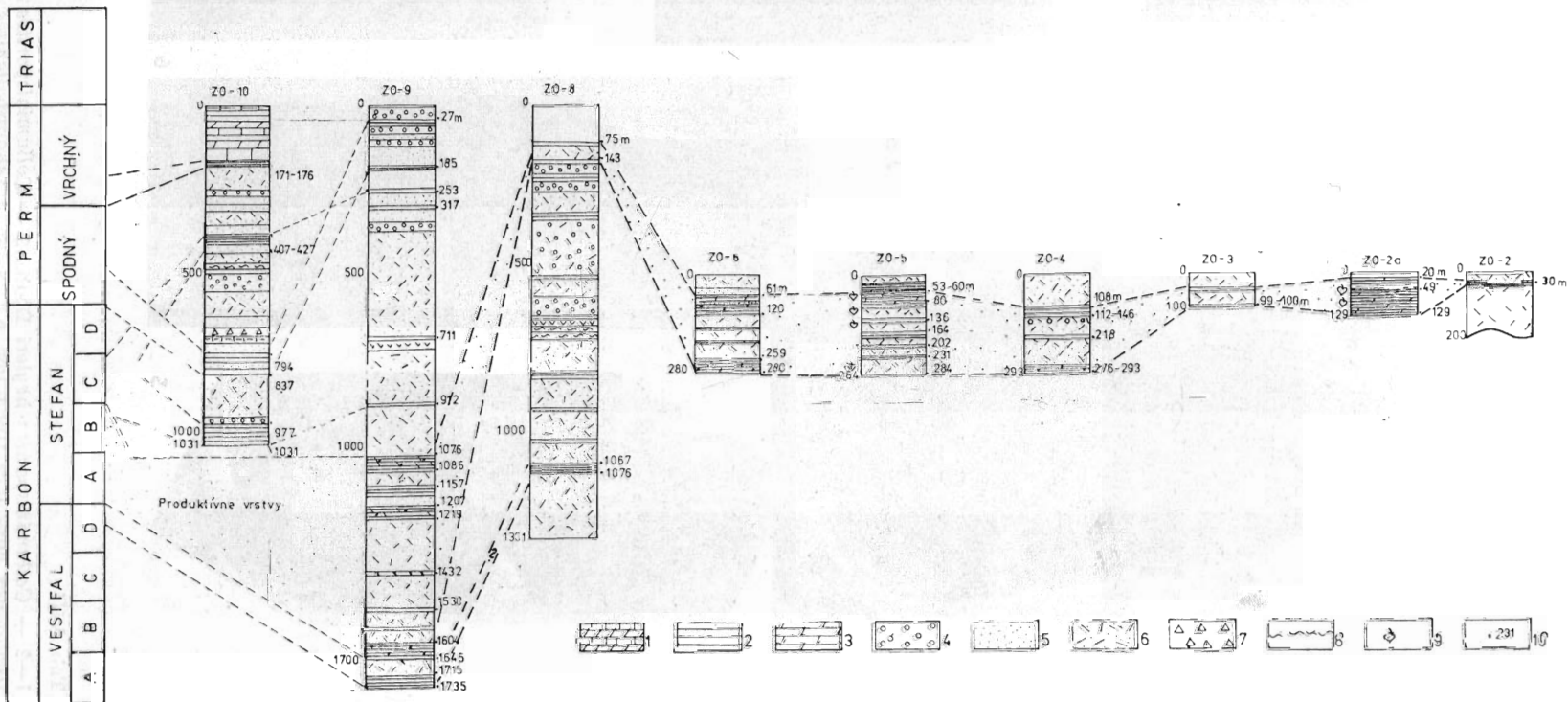
1 — *Triquitrites tricuspis* (Horst.) Pot. Kr., 2 — *Triquitrites arcutus* Wils. et Coe., 3 — *Triquitrites* cf. *triturgidus* (Loose) Wils. et Ven., 4 — *Laevigatosporites minutus* (Ibr.) Alp. Doub., 5–6 — *Thymospora thuessenii* (Kos.) Alp., 7–8 — *Torispora laeigata* Bharadw. f. *major*, 9–10 — *Torispora laevigata*, Bharadw., 11–12 — *Torispora* sp., 13–14 — *Torispora securis* (Balme) Alp., 15 — *Colluminisporites ovalis* Peppers, 16–17 — *Entylisa* sp.

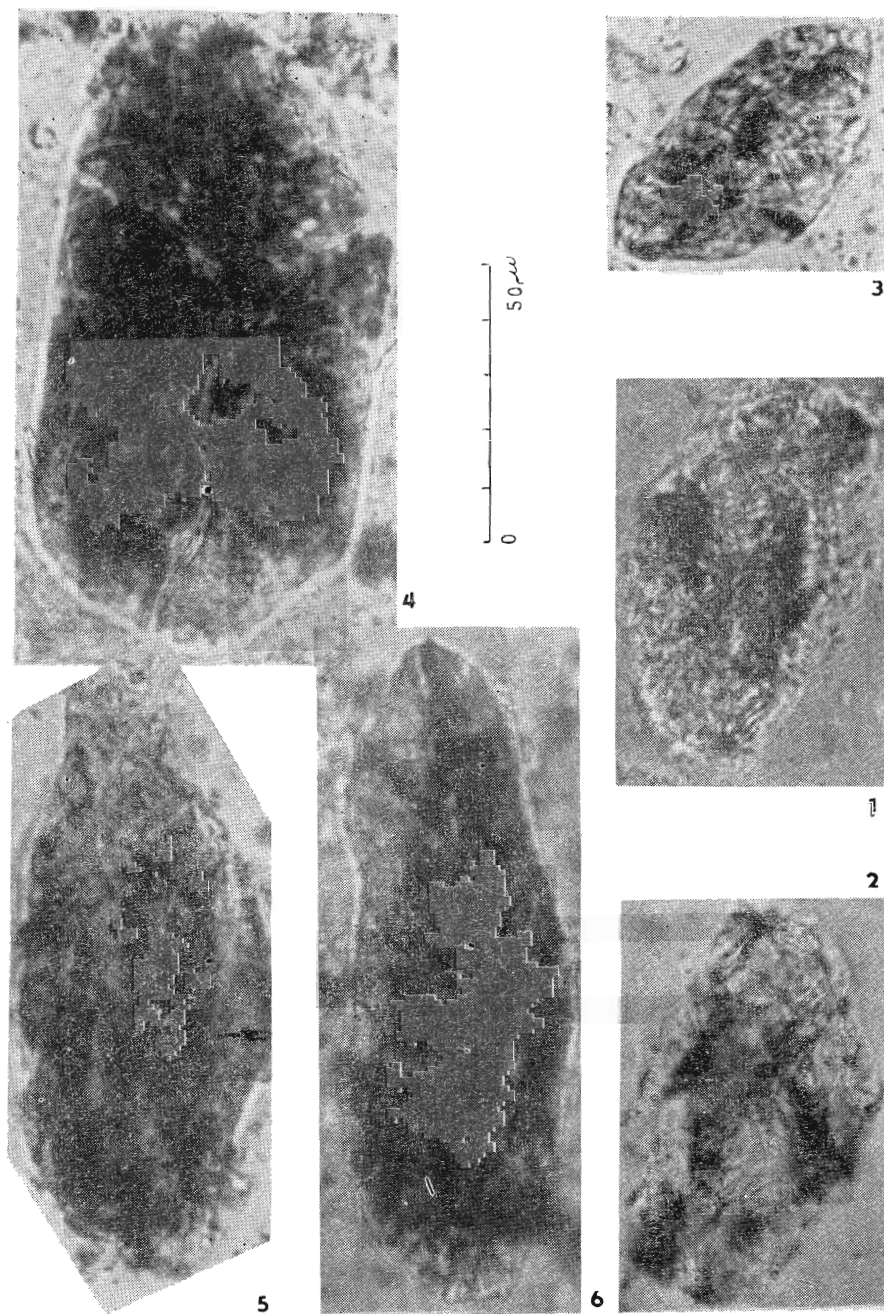
Obr. 3. Korelačná tabuľka sporomorfi z biostratigraficky skúmaných sedimentov z vrťov zemplínskeho ostrova. Litologické profily použité podľa Grecula — Együda (1977)

1 — dolomity a vápence, 2 — piesčité a peltické bridlice, 3 — bridlice s polohami antracitu, 4 — zlepenice, 5 — arkózovité pieskovce, 6 — droby a drobové pieskovce, 7 — kremitý porfýr, 8 — tektonická porucha, 9 — nález makroflóry, 10 — číslo polohy vzoriek pozitívnych na mikroflóru

Fig. 3. Correlation table of sporomorpha in sediment samples investigated biostratigraphically from boreholes in the Zemplín Inselberg area. Lithological profiles according to Grecula — Együd, 1977

1 — dolomite and limestone, 2 — sandy and pelitic shale, 3 — shale with anthracite seams, 4 — conglomerate, 5 — feldspathic sandstone, 6 — greywacke to subgreywacke, 7 — rhyolite (quartz porphyry), 8 — dislocation, 9 — occurrence of macrofloristic remnants, 10 — number of positive sample location with microfloristic remnants





Tab. VIII

1—2 — *Colluminisporites heyleri* Doub., 3 — *Colluminisporites ovalis* Peppers, 4 — *Schopfipollonites elipsoides* (Ibr.) Pot. Kr., 5—6 — *Schopfipollenites parvus* Schwarts.

tes sp., *Disaccites* sp. Zo striátnych peľov sme zistili druhy *Vittatina ovalis* Klaus, *Vittatina costata* Wils., *Vittatina* sp., ktoré sú najhojnejšie zastúpené v stefane C až spodnom perme, ale ich výskyt sa začína v stefane A.

Najbohatšie bolo zastúpenie sporomorf v hĺbke 60,2—53,3 m. Sú to najvrchnejšie palinologicky spracované vzorky z tohto vrtu. Majú takéto zloženie: *Punctatisporites* sp., *Apiculatisporites* sp., *Apiculatisporites spinosaetus* (Loose) Smith. Butt., *Reticulatisporites* sp., *Dictyotriletes falsus* Pot. Kr., *Triquitrites tripartitus* Alp., *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. Kr. Veľmi hojne boli zastúpené druhy rodu *Torispora*, *Torispora securis* (Balme) Alp. Doub., *Foveolatisporites junior* Kos., *Knoxisporites glomus* Schwartz., *Poly-morphisporites* sp., *Thymospora* sp., *Thymospora pseudothiessenii* Kos., *Vestispora costata* (Balme) Spode., *Lycospora* sp. Monosakátne peľe v týchto vzorkách sú nasledujúceho zloženia: *Cordaitina* sp., *Florinites* sp., *Potonieisporites* sp., *Striatodisaccites* sp., *Vittatina ovalis* Klaus, *Vittatina costata* Wils., *Vittatina* sp. Našiel sa tam aj neurčiteľný planktón. Palinomorfy v celom vrte sú zmiešané z vestfálskych a stefanských spór. Väčšina druhov, ktoré sú typické pre stefan, sa začína vyskytovať od vestfálu C alebo D. Napr. druhy rodu *Thymospora* sú typické pre vrchný stefan, kde sa vyskytujú vo vysokom percente, ak ide o uhoľnú fáciu. Rod sa začína vyskytovať od vestfálu D. Niektoré druhy sú vyslovene vestfálske, ako napr. rozličné druhy rodu *Dictyotriletes*, *Knoxisporites* sp., *Raistrickia* sp. Tie tvoria význačnú časť vestfálskej mikroflóry. Na druhej strane však prevládajú sakátne peľe nad spórmi. Vyskytli sa rozličné druhy rodu *Vittatina*, ktoré sa začínajú vyskytovať len od stefanu A.

V makroflóre je početne menej hojná

stefanská flóra. Na základe zhodnotenia výsledkov obidvoch metód predpokladáme vek stefan A—B.

Vrt ZO-4

Palinologicky bol zhodnotený od 283—108 m. Litologická charakteristika sedimentov je nasledujúca:

293—283 m komplex drobových pieskovcov, bridlíc a arkóz,

276—146,20 m — komplex drobových pieskovcov, bridlíc, ktoré sa striedajú v gradačnom rytme,

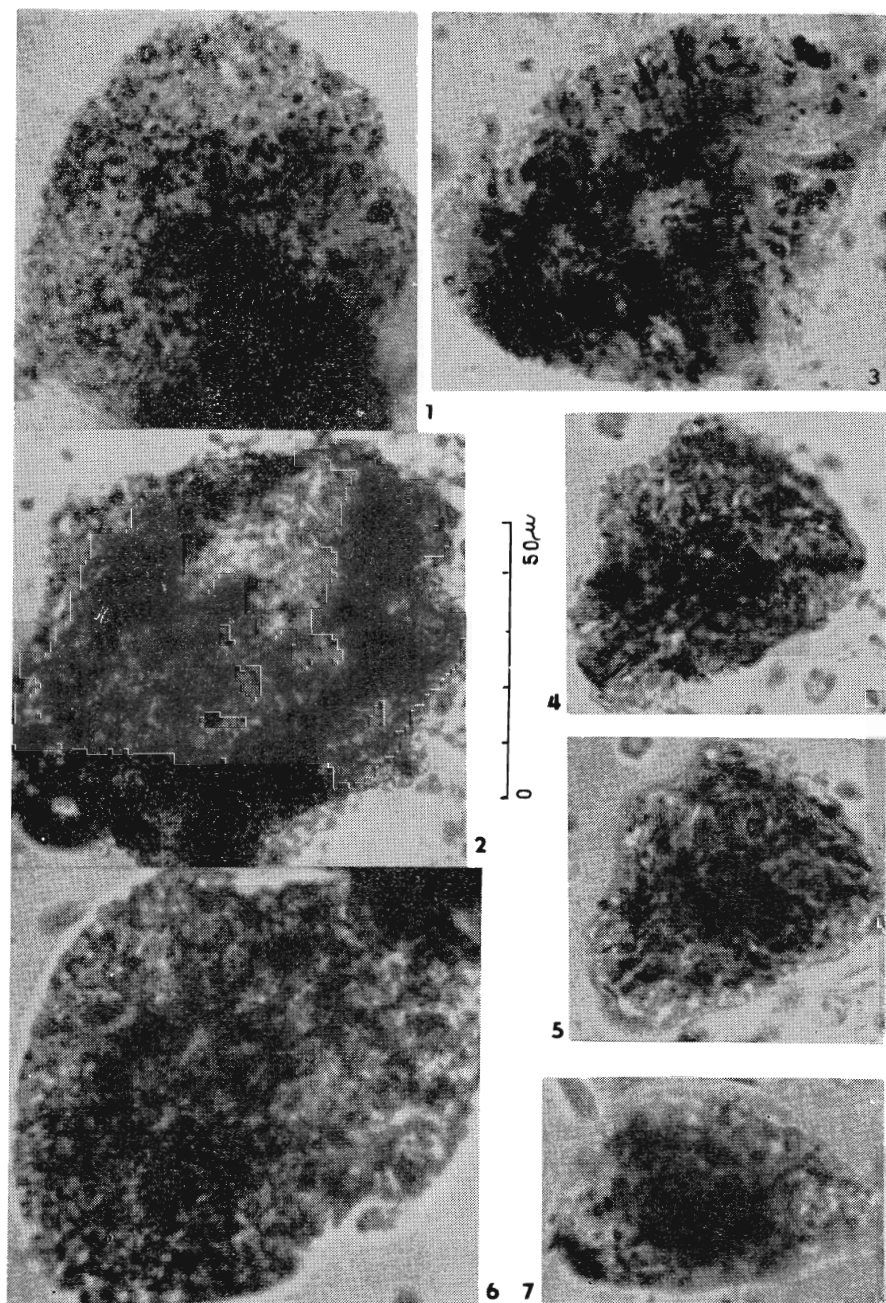
127—108 m — čierne grafitické bridlice s náznakmi rastlinných zvyškov,

106—74 m — striedanie karbonátových drobových pieskovcov s vložkami jemnozrnných pieskovcov.

Na organické zvyšky boli negatívne vzorky v hĺbke od 146,20—127 m a 106,80—74 m.

Vzorky z celého vrtu predstavujú produktívne vrstvy, teda jeden litostratigrafický celok. Vzorky v rozmedzí 293—218 m obsahovali tieto druhy sporomorf: *Densosporites* sp., *Densosporites plicatus* Hacquebard, *Cyclogranisporites pergranulatus* Radondy, *Ahrensisporites* sp., *Triquitrites triturgidus* (Loose) Pot. Kr. Z monosakátnych peľov sme zistili *Wilsonites pseudopraetecta* Inosova, *Cordaites* sp., *Schopfiipollenites* sp., *Schopfiipollenites parvus* Schwartzman. Z monosakátnych peľov sú zastúpené: *Wilsonia delicata* Kos., *Potonieisporites novicus* Bharadw., *Florinites ovalis* Bharadw., vysoké percento monosakátnych peľov, ktoré sú druho-ve neurčiteľné, ďalej *Florinites antiquus* Schopf., *Florinites dualis* Inosova, *Potonieisporites* sp., *Colluminisporites* sp.

Vzorky v hĺbke 112—108 m z tohto vrtu boli na sporomorfy najbohatšie. Ich zloženie je nasledujúce: *Cirratriradites saturni* (Ibr.) S. W. B., *Cirratriradites* sp., *Crassispora kosankei* (Pot. Kr.)



Tab. IX

1 — *Wilsonia* ? *vaga* Inosova, 2 — *Potonieisporites* sp., 3 — *Florinites luberae* Samoil.,
 4—5 — *Endosporites* cf. *globiformis* (Ibr.) S. W. B., 6 — *Wilsonia vaga* Inosova, 7 — *Florinites* sp.

Bharadw., *Cyclogranisporites pressoides* Pot. Kr., *Lophotriletes* sp., *Verucosisporites* sp., *Ahrensisporites angulatus* (Kos.) Dyb. Jach., *Vestispora laevigata* Wils. Ven., *Vestispora* cf. *costata* (Balme) Bharadw., *Laevigatasporites costatus* Alp. Z monosakátnych peľov sme zistili tieto druhy: *Florinites junior* Pot. Kr., *Potonieisporites* sp., *Cordaitales* sp., *Endosporites ornatus* Alp., *Florinites milloti* Alp., *Potonieisporites novicus* Bharadw., *Florinites ovalis*, Bharadw., *Endosporites globuliformis* (Ibr.) S. W. B., *Latensina triletus* Alp., *Illinites unicus* Kos., *Potonieisporites bharadwaji* Remy. Striatne bisakátne pele sú zastúpené druhmi: *Vittatina costata* Luber, *Cycadopites* sp.

Vrty ZO-3, ZO-2, ZO-2a

Hodnotili sme ich podrobne. Všetky sú z uhoľného komplexu produktívnych vrstiev, preto ich možno charakterizovať tými istými druhmi spór a peľov ako vo vrte ZO-6 až 4 a ZO-9.

Biostratigrafické zhodnotenie skúmaných sedimentov

Na určenie veku rozličných sedimentov zo zemľínskeho ostrova sme mali k dispozícii 170 druhov sporomorf a 6 druhov makroflóry. Zhodnotili sme sedimenty z ôsmich vrto, dva z nich aj z hľadiska makroflóry.

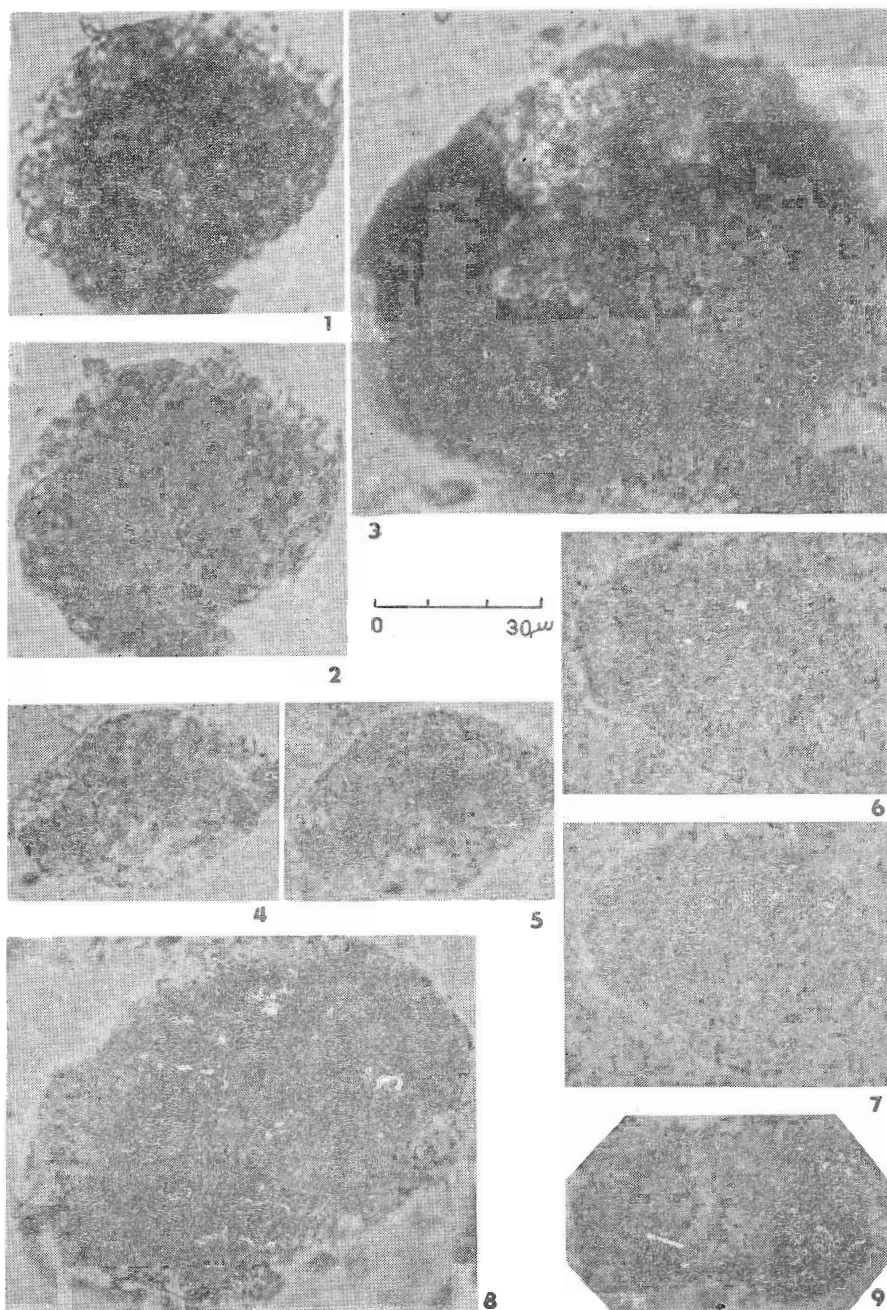
Napriek dosť zlému zachovaniu mikroflóry sme určili dostatočné množstvo druhov pre každé sedimentačné obdobie, okrem predpokladaného obalového permu (?) z vrty ZO-8 podľa Greculu a Együda (1977).

Kritériá na biostratigrafické hodnotenie v euroamerickej permokarbónskej bioprovincii dobre vypracovali najmä francúzski a anglickí palinológovia, a platia teda aj pre naše územie na vý-

chod až po Ural. Rozdiely v zložení mikroflóry vyplývajú z odlišnej fácie, ale aj tie sa odrážajú skôr v percentovom zastúpení ako v druhovom zložení. Na základe týchto poznatkov hodnotíme skúmané sedimenty od najstarších po najmladšie.

Mikroflóra produktívneho súvrstvia má také zloženie, že ho možno pokladať za miešanú vestfálsko-stefanskú flóru. Na jednej strane sa vyskytujú druhy rodov *Raistrickia*, *Radiizonates*, *Triquitrites*, *Dictyotriletes*, a to hlavne vo vestfáli, a len ojedinele prechádzajú do stefanu. Na druhej strane sa v tých istých sedimentoch vyskytujú druhy, ktoré sa začínajú objavovať od vestfálu ojedinele, ale hojnejšie sú v stefane B—C. Sú to najmä striatne bisakátne pele, ďalej druhy rodu *Vittatina*, ktoré sa v zmysle zónovania karbónu podľa Claytona et al. (1977) už dávajú do zóny „ST“, čiže na koniec stefanu A a začiatku stefanu B. Aj makroflóra má spodnostefanský charakter, resp. ide o vestfál D — spodný stefan. Vo vrte ZO-9 sme v podloží produktívnych vrstiev zistili mikroflóru, ktorú by ešte bolo možno považovať za vestfálsku (D), príp. za hranicu vestfál — stefan. Ale produktívne vrstvy zistené vo väčšine vrto už možno pokladať za stefanské A—B (obr. 3).

Vestfál D — stefan A predpokladáme v podloží produktívnych vrstiev zistených vo vrte ZO-9 (1735—1715), príp. vo vrte ZO-8 (1076—1067). Vek možno zdôvodniť tým, že vo vzorkách prevláda vestfálska mikroflóra, najmä spórmi rodu *Triquitrites*, druhov *Microreticulatisporites sulcatus* (Wils. et Kr.) Smith et Butt., *Tripartites* sp., *Cirratiradites trizonarius* Dyb. Jach. Ale mladšie prvky mikroflóry sa vyskytli len ojedinele. Je preto možné, že uvedené skúmané sedimenty sú staršie (vestfál D — stefan A) ako produktívne vrstvy z ich nadložia.



Tab. X

1—2 — *Triadispora* sp., 3 — *Falcisporites* sp., 4—5 — *Illinites purus* Leschik, 6—7 — *Klausipollenites* sp., 8 — *Illinites unicus* Kos., 9 — *Striatodisaccites* sp. 1

Stefan A—B. Sedimenty tohto stupňa sme zistili vo vrte ZO-10 (977—1031 m), ZO-9 (1645—1076 m), ZO-8 (143—75 m), ZO-6 (120—278 m) ZO-5 (164—231 m), ZO-4 (218—293 m), ZO-3 (177—100 m), ZO-2a (129 m), ZO-2 (30 m) a zodpovedajú presnejšie bridliciam v nadloží aj podloží produktívneho súvrstvia.

Mikrofloricky toto obdobie charakterizujú nasledujúce vedúce druhy: *Microreticularisporites* sp., *Crassispora kosankei* (Pot. Kr.) Bharadw., rozšírené najmä vo vestfáli D a stefane A—B. Vedúcou formou sú spóry druhu *Torisporea securis* Balme. Oproti mikroflóre vrchného karbónu z Nízkych Tatier sa tu (Planderová, 1979) našlo hojne druhov rodu *Triquitrites*, ktoré majú hlavné rozšírenie od vestfálu A do stefanu A (podľa Claytona et al., 1977). Spóry rodu *Lycospora* sú bohato zastúpené najmä v produktívnych vrstvách a uvádzajú sa hlavne zo spodného stefanu uhoľných panví vo Francúzsku (Bouroz — Doubinger, 1977), ale aj z iných oblastí uhľonosného karbónu. Rovnako bohato sú zastúpené druhy rodu *Densosporites*, typické pre stefan A—B, a *Cirratiradiates* sp. Podľa výskytu spór druhov *Torisporea*, *Lycospora*, *Punctatisporites* a makroflóry možno vek stefan A—B produktívnych vrstiev pokladať za dostatočné preukázaný.

Dôležitým kritériom na stanovenie veku je rozvoj ihličnatých rastlín. Vo vestfáli A sa len začínajú vyskytovať bisakátne nestriátne ihličnaté. Väčší rozvoj dosahujú v stefane B—D. Striátne bisakátne pele sa vyskytujú od vestfálu D, ale veľké rozšírenie nadobúdajú až v spodnom perme. Rod *Vittatina* je pri posudzovaní veku skúmaných sedimentov veľmi dôležitý, lebo má presne zistený začiatok výskytu v chronostratigrafickom slede (stefan A). Tam, kde sa vyskytli pele rodu *Vittatina*, už nemožno uvažovať o staršom veku sedimentov, ako je stefan A, aj keď je naj-

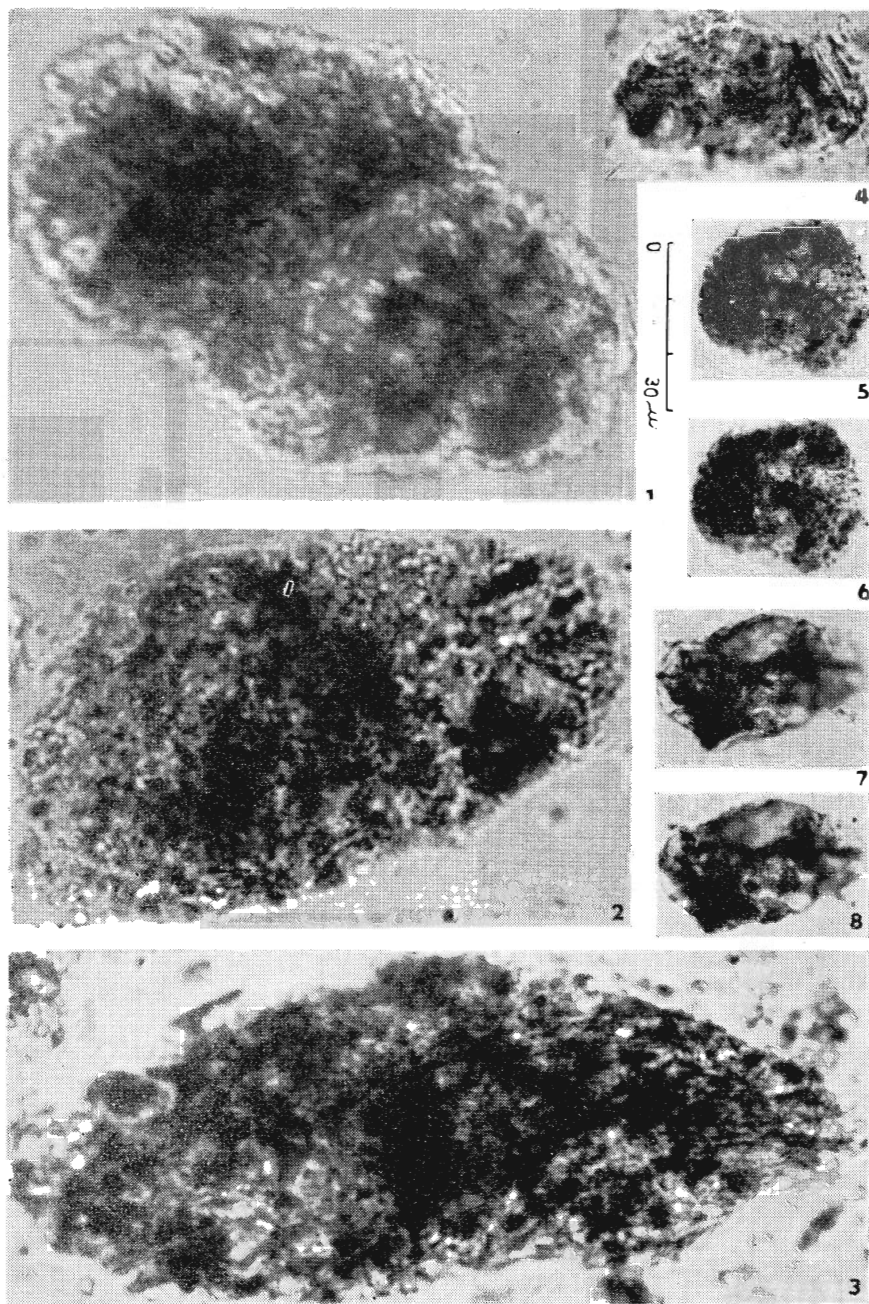
hojnejší v spodnom perme. Aj v týchto vrstvách sa vyskytli tie druhy spór prevládajúce vo vestfáli, ktoré sme zistili v sedimentoch vrtu ZO-9 (1735—1715 m). Ale väčšia časť spór a peľov je v týchto vzorkách mladšia, s rozšírením hlavne od stefanu A—B a vyššie. Sú to druhy: *Colluminisporites*, *Thymospora*, väčšina monosakátnych peľov a bisakátne pele, najmä bisakátne striátne pele, a rod *Vittatina*.

Produktívne súvrstvie, t. j. tmavé bridlice sprevádzajúce antracitové slajky z vrtov ZO-9 (1645—1076 m), bridlice z vrtu ZO-6, ZO-5, ZO-4, ZO-3, ZO-2a, ZO-2, možno s istotou zaradiť do obdobia stefanu A—B.

Stefan B—C. Relatívne mladšie sedimenty sme zistili vo vrte ZO-10 (1031—977, 427—407 m). Obsahujú už viac vrchnostefanských sporomorfov, preto sme ich aj mohli zaradiť do mladšieho obdobia — stefanu B—C.

Mikroflóru charakterizujú nasledujúce druhy: *Thymospora perverrucosa* (Alp.) Wils et Ven., *Colluminisporites ovalis* Peppers, *Florinites* div. sp., *Potonieisporites* div. sp., *Disaccites striatiti* div. sp., *Vittatina ovalis* Klaus, *Aumanisporites* sp., *Cordaitina* sp. Spolu s týmito mladými druhmi sa v karbone vyskytli aj druhy zo stefanu A—B. Sú to: *Ahrensispores angulatus* Kos., *Cirratiradites* sp., *Raistrickia* sp., *Torisporea laevigata* Alp., *Torisporea verrucosa* Alp., *Torisporea securis* (Balme) Alp., *Florinites junior* Pot. Kr. a iné.

Autun. Spodnopermskú mikroflóru sme zistili predovšetkým vo vrte ZO-9 (185—27 m) a vo vrte ZO-10 (837—794 m). Charakteristické pre tieto sedimenty sú striátne bisakátne pele, sulkaté pele, rod *Vittatina* a rod *Potonieisporites*. Po porovnaní zastúpenia sporomorfov so zónami karbónu a permu podľa Claytona et al. (1977) možno konštatovať, že väčšinou ide o druhy vyskytujúce sa v spodnom perme. Tie sa



Tab. XI

1 — *Striatodisaccites* sp., 2 — *Labiisporites granulatus* Klaus, 3 — *Potonieisporites* sp.,
 4 — *Limitisporites* sp., 5—6 — *Leuckisporites parvus* Klaus, 7—8 — *Limitisporites rectus*
 Leschik

začínajú zjavovať v stefane C—D. Na druhej strane sa karbónske druhy vyskytujú v kvantitatívne aj kvalitatívne podstatne nižšom percente. Preto možno tento komplex sedimentov považovať už za spodnopermský. Okrem uvedených sa vyskytujú aj mnohé bisakátne pele typické pre vrchný perm, ako je *Jugasporites* sp., *Falcisporites* sp., *Klausipollenites*, ale tie sa ojedinele vyskytujú aj v spodnom perme.

Súvrstvie bridlíc z vrhu ZO-10 (837—794 m) obsahuje veľmi chudobnú mikroflóru. Zistené druhy sú spodnopermské. Práve tieto sedimenty sú pre potvrdenie teórie o šupinovitej stavbe sedimentov zemplínskeho ostrova závažné (Grecula — Együd, 1977). Pri konečnom posudzovaní veku tohto súvrstvia, ktoré obsahovalo mnoho negatívnych vzoriek a len niekoľko pozitívnych na sporomorfy (od 837—794 m), treba brať do úvahy aj litostratigrafické hodnotenie hornín.

Vrchný perm sme zistili v komplexe sedimentov 171—76 m vo vrte ZO-10. Charakteristické pre spórovo-peľové spoločenstvo je nízke percento spór výtrusných a bohatší výskyt monosakátnych a bisakátnych peľov. Z monosakátnych peľov prevládajú druhy rodu *Potonieisporites*, ktoré sú rozšírené hlavne v spodnom perme, ale výnimočne sa vyskytujú aj vo vrchnom perme. Stratigraficky význačné sú vrchnopermské bisakátne pele rodov, ako je napr. *Jugasporites delasaucei* Klaus, *Taeniaesporites angulistriatus* (Klaus), Clarke, *Lueckisporites* sp., ktoré Visscher (1971) považuje za vedúce druhy pre türingu. Clarke (1965) pokladá všetky druhy, ktoré sme zistili, za zechsteinské.

Na základe porovnania chočského vrchného permu (Planderová, 1973) s vrchným permom v ZO-10 by sme však mohli uvažovať skôr o spodnejšej

časti türingu ako o najvrchnejšom türingu.

Pôvodné náhľady na biostratigrafiu sedimentov zemplínskeho ostrova by sme upravili takto:

1. Najstaršie — trňanské vrstvy pravdepodobne zodpovedajú našim podložným sedimentom z vrhu ZO-9 a patria do vestfálu D — stefanu A.

2. Mladšie — produktívne vrstvy patria do stefanu A—B.

3. Kašovské vrstvy zistené vo vrte ZO-10 a ZO-9 patria do stefanu B—C.

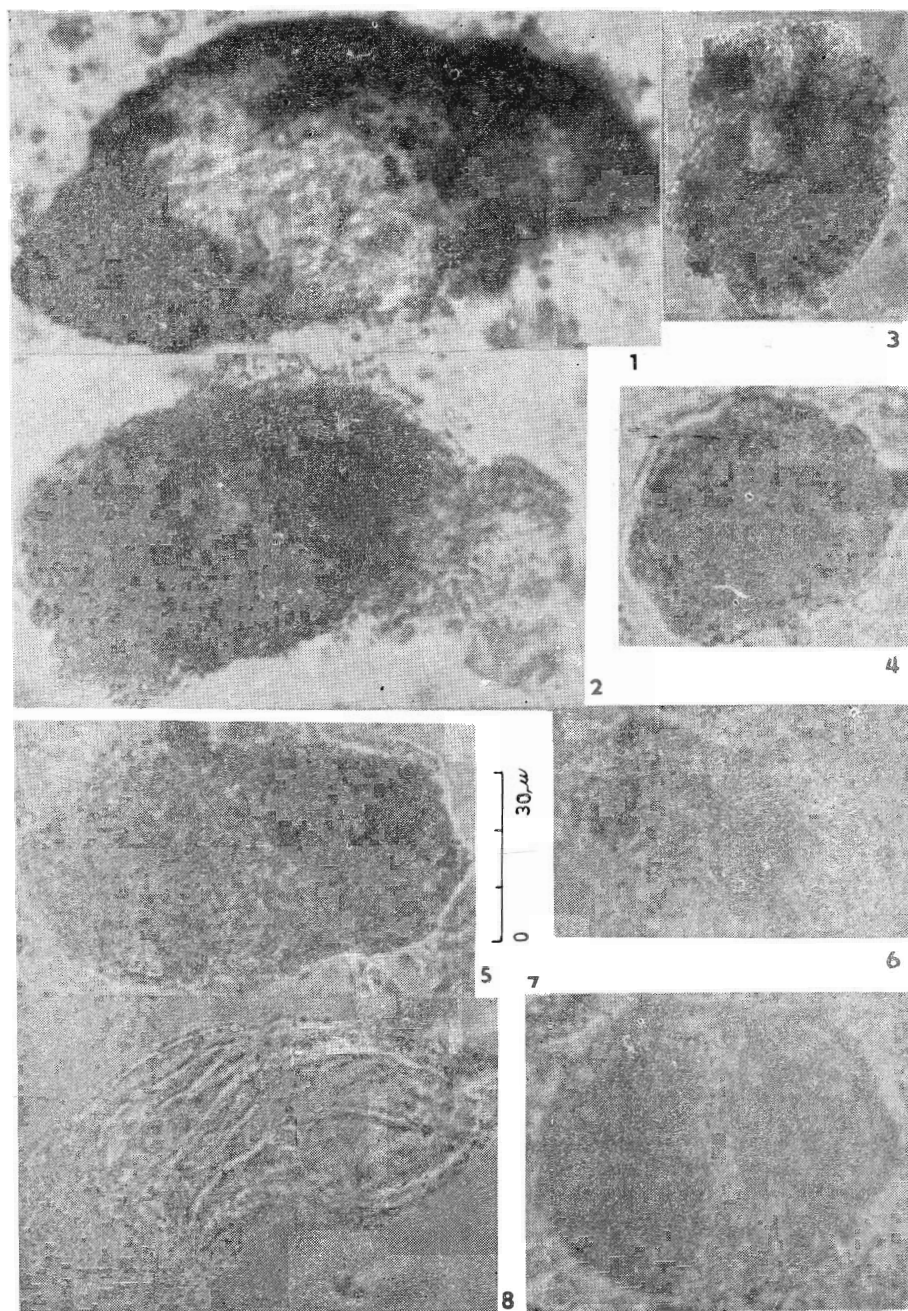
4. Cejkovské vrstvy patria do spodného permu (autun) ZO-9, ZO-10.

5. Černochovske vrstvy patria do vrchného permu (ZO-10).

Paleoekologické hodnotenie

Pri paleoekologických podmienkach prostredia posudzujeme hlavne klímu a nároky rastlín na vlhkosť, ale pritom možno uvažovať aj o reliéfe suchej zeme, keďže hodnotíme prostredie, na ktorom rástli suchozemské rastliny. O morskom prostredí možno usudzovať podľa prítomnosti morského planktónu. Vestfálsko-spodnostefanská flóra sa skladá výlučne zo spór papraďovitých rastlín, ktoré vyžadujú vlhké až močiarne prostredie.

Podľa umelých názvov spór a peľov by sme paleoekologické podmienky sedimentačného prostredia nemohli zhodnotiť. V karbóne sa už dajú mnohé spóry a pele určiť aj podľa botanického systému, a to na základe názvov spór a peľov in situ s fruktifikačnými orgánmi rastlín, ktoré sú botanicky známe. Objavili sa práce, ktoré venovali hlavnú pozornosť zaradeniu spór a peľov do botanických druhov. Súhrnnú prácu má francúzska špecialistka na karbónsku flóru Doubingerová (1969). Nová práca Kalibovej (1978) obsahuje popri opisoch druhov už aj botanickú



Tab. XII

1 — *Protodiploxypinus bullaeformis* Samoil., 2 — *Lueckisporites virkkiae* Pot. Klaus, 3 — *Lueckisporites parvus* Klaus, 4 — *Klausipollenites* sp., 5 — *Pityosporites* cf. *toughani*, Imgr., 6 — *Striatites* sp. 3, 7 — *Protohaploxypinus* sp., 8 — *Striatites* sp. 4

príslušnosť, ktorú aj my preberáme na paleoekologické hodnotenie sedimentačného prostredia.

Okrem toho máme k dispozícii nálezy makroflóry v tých istých sedimentoch produktívneho súvrstvia, ktoré sa hodnotili aj palinologicky. Vieme, že v produktívnom súvrství zohrala hlavnú úlohu flóra patriaca do čeľade stromovitých rastlín *Calamariaceae*, z ktorých sa našli bohaté odtlačky makroflóry, ako aj peľov rodu *Laevigatosporites*.

Niektoré druhy rodu *Laevigatosporites* sa našli spolu s fruktifikačnými zariadeniami rodu *Sigillariostrobus* Feistm. Niektoré druhy rodu *Cyclogranisporites* zodpovedajú makroflóre druhu *Astrothea miltoni* Artis. Spóry niektorých druhov rodu *Verrucosporites* zodpovedajú makroflóre *Zygopteris primarea* Corda.

Spóry niektorých druhov rodu *Apiculatisporites* zodpovedajú makroflóre druhu *Caryopteris* cf. *erosa* (Gutbier) Kidson. Rod *Acantotrilites* zodpovedá druhu *Sphynopteris* cf. *boenischii* Stur (patrí do *Primofilices*). Niektoré druhy rodu *Raistrickia* patria do pekopterisovej flóry a *Pecopteris plumosa* zodpovedá druhu *Raistrickia saetosa*. Rod *Microreticulatisporites* zodpovedá makroflóre druhu *Sphenostrobus thompsonii* Levithan Barghoorne. Rod *Dictyotrilites* patrí do radu *Pteropsida*. Rod *Reticulatisporites* patrí do radu *Sphenophyllales*, niektorí autori, ako napr. Mamoey (1950), ho dokonca izolovali do rodu *Hepatica*. Spóry rodu *Triquitrites* zodpovedajú niektorým druhom z čeľade *Mattoniaceae*. Rod *Lycospora* bol korelovaný s makrofytozvyškom *Lepidostrobus ornatus* Brogn. Rod *Lundbladispora* patrí do čeľade *Lycopodiaceae*. Rod *Torispora* patrí medzi papraďorasty.

Sakátne pele už zodpovedajú ihličnatým drevinám. Zistilo sa, že rod *Endosporites* patrí do radu *Cycadafilicales*,

ako aj rod *Nilsonites*. Rod *Florinites* patrí do radu *Cordiales*. Spóry rodu *Potonieisporites* sa paralelizovali s rodom *Lebachia* a *Schopfipollenites* zodpovedá niektorým druhom radu *Cycadofilicales*.

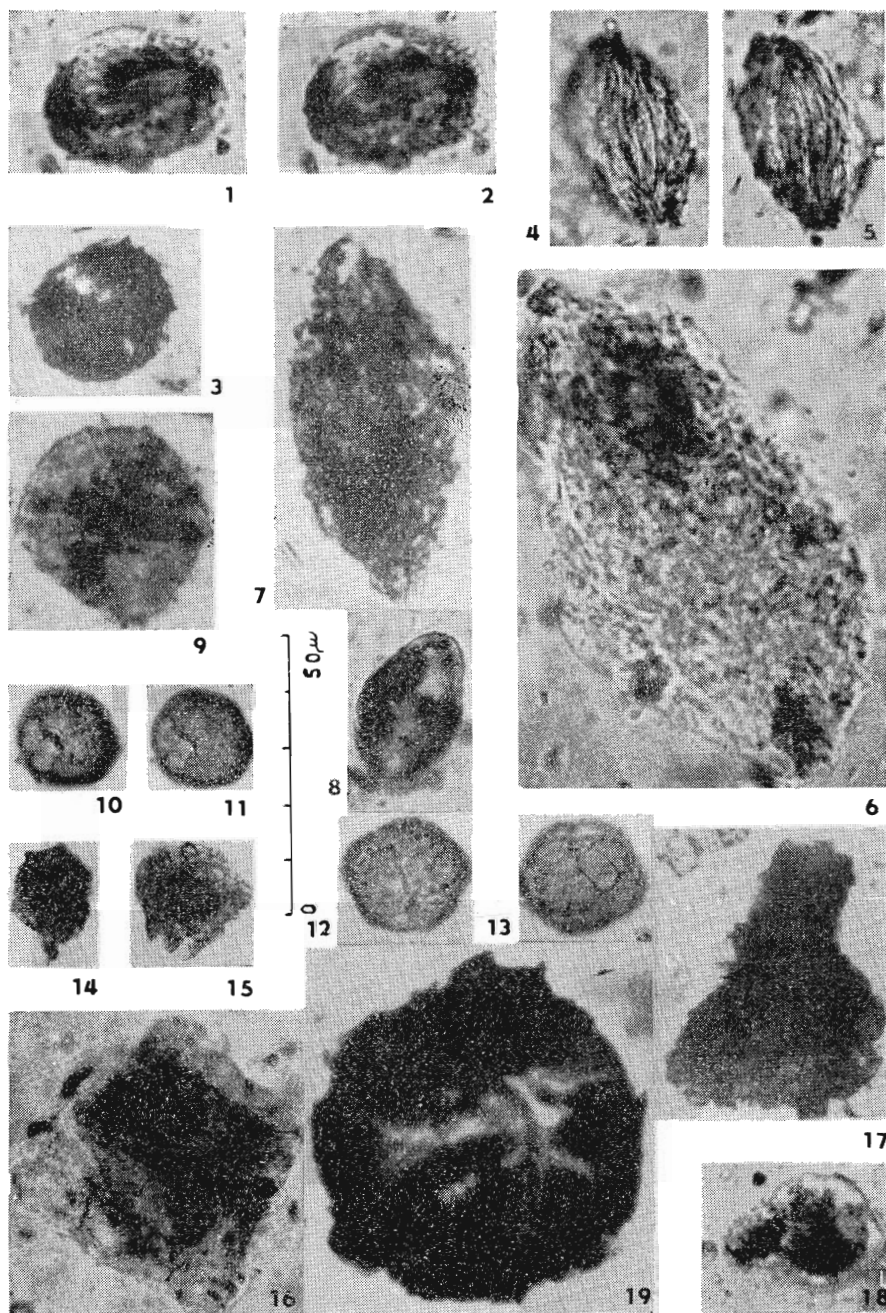
Döring (1973) uvádza, že je veľmi pravdepodobné, že peľové zrná druhu *Illinites unicus* pochádzajú od druhu *Callipteris conferta*.

Podľa tohto porovnania možno predpokladať, že väčšina mikroflóry nájdenej v uhľonosnom stefane pozostáva zo sigiláriových, plavúňovitých a papraďovitých drevitých rastlín, ktoré tvorili základ pre tvorbu uhlia vo všetkých karbónskych uhľonosných oblastiach tak ako aj na zemľínskom ostrove.

Na základe uvedených poznatkov možno rekonštruovať paleoekologické sedimentačné prostredie v uhľonosnom súvrství nasledujúco:

V stefane A—B prevládala flóra lycopsíd, prasličiek a papraďorastov, ktoré v tom období narastali do stromovitých rozmerov a tvorili základ pre tvorbu uhlia. Vyžadovali si teplú a vlhkú klímu s močaristým substrátom. Výskyt ihličnatých drevín, aj keď druhovo ešte chudobný, poukazuje na zvýšený reliéf, na ktorom mohla takáto vegetácia rásť. Preto predpokladáme sedimentáciu v sladkovodnom prostredí. Podľa makroflóry, najmä bohatšieho výskytu druhov rodu *Calamites*, predpokladáme vlhké prostredie slatinového typu obklopené aj hlbšími jazerami.

V stefane A až spodnom autune ubudlo prasličkovitej a papraďovitej flóry a miesto nej nadobudla prevahu kordaitová — lebachiová flóra. Súčasne zaznamenali výskyt morského planktónu. V oblasti sedimentácie týchto vrstiev bola pravdepodobne (ak morský planktón nie je preplavený) suchá zem zaplavená morom. Hojnejšie boli zastúpené pele suchozemských drevín, ktoré sem mohli byť dopravené aj



Tab. XIII

1—2 — *Vittatina costabilis* Wils., 3 — *Vittatina costabilis* Wils., 4—5 — *Vittatina ovalis* Klaus, 6 — *Sulcatisporites* cf. *laraceramis* Doub., 7 — *Ginkgoecycadopites* sp., 8 — *Cheiletonites major* Doub., 9 — *Acritarcha* sp. 1, 10—11 — *Acritarcha* sp. 2, 12—13 — *Acritarcha* sp. 3, 14 — *Veryhachium* sp., 15 — *Acritarcha* sp. 4, 16 — *Acritarcha* sp. 5, 17 — *Chitinozoa* sp., 18 — *Chaetosphaerites pollenisimilis* (Horst) Butt., 19 — *Incertae sedis*

z vyššie položených miest. Cordaitová a lebachiová flóra značí aj fylogeneticky mladší prvok vo vývine rastlinstva.

Pokiaľ ide o klimatické pomery, nemožno posúdiť, či koncom karbónu nastalo podstatnejšie ochladenie klímy. Rozvoj ihličnatých rastlín by o tom svedčil a tak isto výskumy Jongmansa (1951), ktorý pre našu bioprovinciú v tomto období uvádza miernu až subtropickú klímu.

V období vrchného permu sú spóry papradovitých a plavúňovitých rastlín ojedinelé. Nevyskytol sa ani morský planktón. Rastlinstvo pozostávalo temer výlučne z ihličnatých drevín. Prevládajú bisakátne peľové zrná, ale ešte stále sa uplatňuje aj kordaitová flóra. Paleoekologické pomery sa oproti paleoekológii v spodnom perme pravdepodobne podstatne nemenili. Aj neprítomnosť morského planktónu môže byť len náhodná, keďže sme toto sedimentačné obdobie zachytili len vo vrte ZO-10.

Záver

Palinologickým a makroflorickým výskumom série vrtov zo zemplinského ostrova sme dospeli k nasledujúcim poznatkom:

1. Podložné tmavé bridlice z vrtu ZO-9 (1735—1715 m) sme zaradili do vestfálu D až stefanu A.

2. Vek produktívnych vrstiev sme zaradili do stefanu A—B na základe výskytu flóry, ktorá sa začína len od stefanu A (rod *Vittatina*).

3. Nadložné tmavé bridlice z vrtu ZO-9 a ZO-10 zodpovedajú stefanu B—C.

4. Autunská flóra zistená vo vrte ZO-10 (837—794 m) a ZO-9 (176—171 m) je druho-vo chudobná, ale zistené druhy zodpovedajú rozšíreniu v tomto stupni. Prevláda kordaitová flóra, ihličnaté dre- viny (bisakátne striátne aj nestriátne pe- le) a rod *Vittatina*.

5. Vrchnopermiskú mikroflóru sme zistili vo vrte ZO-10 (171—76 m).

6. Podľa paleoekologického hodnotenia predpokladáme v stefane A — C teplú vlhkú klímu s močiarnou vegetáciou stromovitých papradorastov, plavúňov a prasličkovitých typu sigilariovej a pteridofytovej vegetácie s menším podielom ihličnatých aj rodu *Cordaitales*.

7. V spodnom autune sa flóra zmenila tým, že v spórovo-peľovom obraze prevláda zložka peľov suchozemských drevín typu *Walchia* — *Lebachia* — *Cordaites*. Významnú úlohu zohrali aj bisakátne peľe ihličnatých rastlín a menším podielom boli zastúpené spóry výtrusných. Na základe zastúpenia morského planktónu v týchto sedimentoch možno predpokladať morské alebo brakické prostredie.

8. Klíma vo vrchnom perme bola mierna, o čom svedčí neprítomnosť tropických zložiek mikroflóry s prevahou bisakátnych peľov ihličnatých rastlín, ktoré rástli na vyššie položených miestach.

Recenzovala P. Snopková

LITERATÚRA

- Alpern, B. 1959: Contribution a l'étude palinologique et pétrographique des charbons français. *These d'Etat, Paris* 1957.
- Alpern, B. — Doubinger, J. — Liaubeuf 1970: Bases logiques et données objectives de la classification des Monoletes. *Compte Rendu 6^e Congrès Intern. Strat. Geol. Carbonif.* Scheffield 1967, Vol. H., pp. 377—388.
- Bartonec, F. 1912: Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesisch-polnischen Kohlenbeckens. *Österr. Z. Berg — u. Hüttenwes.* 204 S.
- Bartonec, F. 1921: Kamenné uhli na Slovensku. *Horn. věst.* 298 s.
- Bouroz, A. — Doubinger, J. 1977: Report on the Stephanian-Autunian Boundary and on the Contents of Upper Stephanian and Autunian in their Stratotypes. *Symposium on Carboniferous Stratigraphy.* Praha, Ústř. úst. geol., pp. 147—169.

- Bouček, B. — Příbyl, A. 1959: O geologických poměrech zemplínského pohorí na východním Slovensku. *Geol. práce, Zeš. 52. (Bratislava)*, s. 185—222.
- Clarke, R. F. A. 1965: British Reunion Saccate and Monosulcate miospores. *Paleontology (London)*, 8, pp. 322—354.
- Clayton, G. et al. 1977: Carboniferous miospores of western Europe: *Illustration and zonation. Mededeling Rijks Geologische Dienst.*, bol. 29, S. 1—71.
- Doubinger, J. 1969: Études palynologiques dans le Permo-Carbonifère de l'Autunois les schistes de Muse. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 50, p. 14—19.
- Doubinger, 1968: Contribution à l'étude palynologique du Permo-Carbonifère de l'Autunois. *Extrait de l'eduen 45, Autun*, p. 11—16.
- Doubinger, J. 1971: Contribution a la palynologie de l'Autunien les schistes de Charmoy. Bassin de Blanz. *Extrait du Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Autun*, Nr. 58, Strasbourg, p. 15—18.
- Dybová, S. — Jachowicz, A. 1957: Microspory hornoslézskeho produktívneho karbonu. *Prace Pol. Inst. geol.*, 23, s. 1—328.
- Fusán, O. et al. 1971: Geological Structure of the Basement of the Covered Southern Part of the Inner West Carpathians. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15.
- Goczán, F. 1969: Tájékozódó jellegű régtani palinológiai vizsgálatok hazai karbonidőszaki képződményeken. *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent.* p. 677—701.
- Grecula, P — Együd, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, s. 449—462.
- Jerzykiewicz, J. 1973: Wstepne wyniki badań macrofloristycznych nad pozycja stratigraficzna Lupkow antrakozjowych. *Kwart. geol. (Warszawa)*, 17, s. 285—292.
- Jongmans, W. J. 1951: Some problems on Carboniferous stratigraphy. *Extrait du Compte Rendu 3-iem Congress de Strat. et de Geol. du Carbonifère*.
- Inosova, K. J. — Kruzina, A. Ch. — Schwartzman, E. G. 1976: Atlas miospor i pylicev verchnego karbona i nižnej permii doneckogo basejna. *Moskva*, 154 s.
- Liabeuf, J. J. — Doubinger, J. — Alpern, B. 1967: Caractères palynologiques des charbons de Stephanien de quelque gisements Français. *Rev. Micropaléont. (Paris)*, 10, 1, p. 3—14.
- Leggiewie, W. — Schönefeld, W. 1961: Die Calamariaceen der Westfal-Schichten in Ruhrkarbon. *Paleontographica B*, 109, Abt. B, S. 1—44.
- Kalibová, M. 1974: Palynology of the Jelenice Member (Stephanien). *Sbor. geol. věd, ř. P*, 20, pp. 63—128.
- Mamoy, S. H. 1950: Some American Carboniferous fern fructifications. *Ann. No. bot. Gdn. (St. Louis)*, 37, p. 409—476.
- Němejč, F. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. *Rozpr. II. tř. České akad.*, 15, s. 1—37.
- Němejč, F. — Obrhl, J. 1959: Zpráva o výsledcích vyšetření některých novějších sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. *Zpr. geol. výsk. v r. 1957, (Bratislava)*, s. 165—166.
- Peppers, R. A. 1970: Correlation and Palynology of coal in the Carbondale and Spoon Formations (Pensylvanian) of the northeastern part of the Illinois Basin. *Ill. State Geological Survey. Bull.*, 93, pp. 1—173.
- Potonie, R. — Krep, G. 1956: Die Sporeae dispersae des Ruhrkarbons. *Paleontographica, Abt. B*, 99, Lief. 4—6. Stuttgart, S. 85—191.
- Planderová, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60, pp. 143—168.
- Planderová, E. — Slávik, J. 1977: Vek bridličnatého súvrstvia východoslovenských neovulkanitov na základe pelovej analýzy. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 67, s. 169—174.
- Planderová, E. — Vozárová, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 70, s. 129—141.
- Planderová, E. 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 72, s. 31—60.
- Smith, A. H. V. — Butterworth, M. A. 1976: Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Spec. Pap. Paleont. Assoc. (London)*, pp. 1—324.
- Štúr, D. 1877: Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd.*, (Wien) 8, Hft. 2, S. 317—366.
- Štúr, D. 1887: Die Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. (Wien)*, Bd. 11, Abt. II, S. 1—240.
- Tenchov, J. 1973: The fossil flora from the Stephanian-Permian Outcrops in North West Bulgarian I., Sphenopsida and Lycopsida. *Bull. Geol. Onst., Ser. Paleont. (Sofia)*, 22, pp. 91—97.

Biostratigraphic evaluation of graphitic shales in the Zemplín Inselberg area (Eastern Slovakia)

EVA PLANDEROVÁ — VILIAM SITÁR — PAVOL GRECUŁA — KAROL EGYÜD

Palinological and macropaleobotanical investigation in the Zemplín Inselberg area had in view to accurate the age of graphitic shales containing thin anthracite seams and that of dark shales in the underlier and overlier of the former. For this purpose, some 150 samples were evaluated from which 50 were positive and yielded relatively well preserved sporomorphs allowing reliable age determinations.

Due to the graphite-rich and metamorphosed sediments in question, several methods were applied with the aim to eliminate graphite from palynomorphs as e. g. the method of graphite softening by glycerine applied after the separation of the organic constituent from the anorganic one by bleaching in nitric acid and Schulz's solution or by combining these procedures. The method allowed to obtain spores and pollen from which their genus and frequently also their species were determinable.

Besides palinological results, macropaleobotanical remnants were also found to occur in the anthracite-bearing sequence. These contributed to the confrontation of obtained ages or allowed a reliable paleoecological evaluation.

The following sedimentation epochs were ascertained.

1) Westphalian D — Lower Stephanian strata have been found to occur in the borehole ZO-9 (1.735—1.715 m) constituting here the underlier to the productive strata. The ascertained spores and pollen have the following composition: *Dictyotrites falsus* Pot. Kr., *Knoxisporites* sp., *Triquitrites tricuspidatus* (Horst) Pot. Kr., *Ahrensiporites guerickei* (Horst.) Pot. Kr., *Cirratiradites trizonarius* Dyb. Jach., *Cancellatisporites* sp., *Radiolonesites aligerens* (Knox.) Stapl. Jans., and several species of striated bisaccate pollen. The spore constituent could indicate yet a Westphalian B—D age, however, the oldest striated bisaccate pollen are common ones but from the Westphalian D. Therefore, the underlying graphitic shales from the borehole ZO-9 and probably from the borehole ZO-8 as well (1.076—1.067 m) have Westphalian D to Lower Stephanian age.

2) The productive sequence i. e. graphite shale with thin anthracite seams yielded the

best macro- and microfloristic results for age determinations and they represent, according to results, Stephanian A—B. The leading constituents of the microflora are *Torispora securis* (Balme) Alp., *Densosporites triangularis* Kos., *Densosporites plicatus* Haquabard., *Lycospora granulata* Kos., *Torispora laevigata* Bhardw., *Thymospora thiesseii* (Kos.) Wils. et Ven., *Thymospora perverrucosa* (Alp.) Wils. et Ven., *Endosporites* div. sp., *Latensina* div. sp., both striated and unstriated bisaccate pollen (Tab. 1). Besides that, also macrofloristic remnants were found to occur there from which mainly *Calamites cisti* Brogn., *Pecopteris cf. miltoni* Artis., *Asterophyllites tricomatosus* Stur., *Calamites infractus* Guthrie., *Calamites undulosus* Steph. and *Calamites cf. suckovi* Brogn. occurred. Accordingly, the investigated sediments are ranged to the Stephanian A—B.

3) Slates occurring in the overlier of productive strata are younger from the previous due to the decreasing amount of Westphalian and Lower Stephanian species e. g. *Triquitrites*, *Tripartites*, *Densosporites* div. sp.

Monosaccate species are there more abundant e. g. *Florinites* div. sp. and *Endosporites* div. sp. Besides them, the species of *Cordaitina*, *Latensina* div. sp. and *Potonieisporites* div. sp. do appear in these strata. Accordingly, a younger Stephanian age may be supposed for samples of the ZO-10 (407—427 m) and ZO-9 (912—185 m) borehole.

4) Lower Permian has been stated in boreholes ZO-10 (837—794 m) and ZO-9 (185—27 m) respectively. The considerable portion of the microflora present is composed by bisaccate and monosaccate pollen of genii *Pityosporites*, *Disaccites striatiti* div. sp., *Illinites unicus* Kos., *Potonieisporites bharadwaji* Remy., *Potonieisporites novicus* Bhardw. and *Cordaitina* sp. Both spore and pollen assemblages in these sediments are badly preserved and poor. However, their composition does not contradict to the supposed age of the sequence obtained from lithostratigraphical evaluation by Grecula — Együd (1977).

5) Upper Permian strata were found to occur but in the borehole ZO-10 (176—171 m) with a typical Upper Permian microflora: *Nuskoisporites dulhuntyi* Pot. Klaus, *Limitisporites rectus* Leschik, *Jugosporites dela-*

saucei Klaus, *Lueckisporites virkkiae* (Pot.), Klaus., *Vittatina ovalis* Klaus., *Vittatina viti-fer* Luber., *Cycadopites* div. sp., *Entylisa* sp. and *Taeniaesporites* div. sp. The microfloristic assemblage is very rich and relatively well preserved. As to its palaeoecological value, a Calamites flora created the main floristic constituent in the time of graphite shale sedimentation with interbedded anthracite seams (Stephanian A—B). Representatives of this flora are the species of the genus *Laevigatosporites*. This floristic assemblage has been replaced by gymnospermous plants of the genus *Illinites*, orders *Cordaitales* and *Cycadofylocales*.

Whereas, in the productive horizon, sporophyta dominate from the Westphalian B up to the Stephanian A—B, during the Permian but mainly in the Upper Permian, pollen of gymnospermous plants prevailed. It is probable that, during the Permian, the climate cooled in relation to the Carboniferous time and simultaneously, it was even

more dry. Pollen of plants growing on elevated surface predominated during the Permian a feature which points to changes in the configuration of the relief. The share of sporophyta confined to marshy lowlands diminished at the same time.

When comparing the investigated microflora with well preserved spores and pollen coming from both West- and East-European coal basins, the Carpathian microflora is considerably worsely preserved due to mechanical and thermal metamorphism damaging mainly the exines of sporomorphs.

The correlation of sporomorphs is, however, allowed according to single spectra of pollen and spores coming from basinal and marine sediments of Paleozoic age after careful and complicated laboratory treatment aimed at the elimination of graphite aggradations on the exines of sporomorphs.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ivan Mrázek — Luboš Rejl: Drahé kameny na Moravě

V rámci úkolu ÚÚG 1/18 jsou na Moravě systematicky posuzovány výskyty drahých kamenů. Podle příslušnosti k různým minerogenetickým jednotkám je možno zdejší drahé kameny rozdělit na:

1. drahé kameny pegmatitů
 - a) drahé kameny normálních pegmatitů (písmenkový pegmatit, záhněda, růženín, skoryl, chryzoberyl, akvamárín) — Dolní Bory, Rousměrov, Maršíkov aj.
 - b) drahé kameny lithných pegmatitů (písmenkový pegmatit, lepidolit, rubelit, verdelit) — Rožná, Dobrá Voda, Dolní Bory aj.
2. drahé kameny křemenných žil (ametyst, záhněda, morion) — Bochovice, Kojatín, Hostákov.
3. drahé kameny alpských žil (epidot, křišťál) — Žulová, Sobotín aj.
4. drahé kameny metamorfitů (jaspis, cordierit, modrý kalcit) — Boršov, Vanov, Nedvědice
5. drahé kameny sedimentů
 - a) drahé kameny sedimentárních rud Fe (jaspility) — šternbersko-hornobenešovský pruh
 - b) drahé kameny eluviálních rozsypů (ru-

til) — Dobrá Voda

c) drahé kameny deluviofluviálních sedimentů (křišťál, citrín) — Suky, Rousměrov

d) drahé kameny fluviálních sedimentů (vltavín, křišťál, záhněda, ametyst, chalcedon, achát, kašolong) — Třebíčsko a Brněnsko

6. drahé kameny reziduí silikátových hornin

a) drahé kameny reziduí serpentinitů opál, plazma, rohovec, sepiolit) — Smrček, Třesov, Hrubšice, Nová Ves

b) drahé kameny reziduí ostatních silikátových hornin (opál) — Řípy, Třebíč-Borovina

7. horniny jako drahé kameny (karbonátové horniny, serpentinity, granulity, amfibolity, porcelanity aj.) — Moravský kras, Mohelno, Komňa.

Z doposud prozkoumaných surovin se jako perspektivní jeví zonální kremen-ametystové žíly u Bochovic, jaspis u Boršova, porcelanit z Bučníku u Komně, opály od Smrčku. Tyto suroviny jsou vhodné pro výrobu drobných dekorativních předmětů i šperkových kamenů.

Obsah niektorých prvkov v rudonosnom súvrství kryštáliky Malých Karpát

BOHUSLAV CAMBEL*, VLADIMÍR STREŠKO**, IVAN MIČUDA***

* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava

** Geologický ústav PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

*** Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 801 00 Bratislava

(10 obr. a 7 tab. v texte)

Doručené 12. I. 1980

Сурьма, ртуть, медь, цинк, золото и свинец в ртутных свитах кристаллика Малых Карпат

В работе оценены химические анализы тёмных сланцев из продуктивной свиты, в которых находятся месторождения пирита и сурьмы. Анализы были получены различными методами СПА, ААС и НАА. На основании среднего содержания выше указанных микро-элементов в гранитоидных породах, гнейсах, филитах и амфиболитах, которые являются основными представителями кристаллических пород Малых Карпат, предполагается возможность для возникновения сурьмяной минерализации благодаря мобилизации сурьмы, которая находится в повышенной аккумуляции в тёмных сланцах продуктивных зон. Это происходит в течении метаморфных процессов вызванных интрузиями вариских гранитоидов или после окончания гранитоидного плутонизма, особенно в течении гидротермальных процессов.

Contents of some metals in the ore-bearing sequence of the Malé Karpaty Mts. crystalline

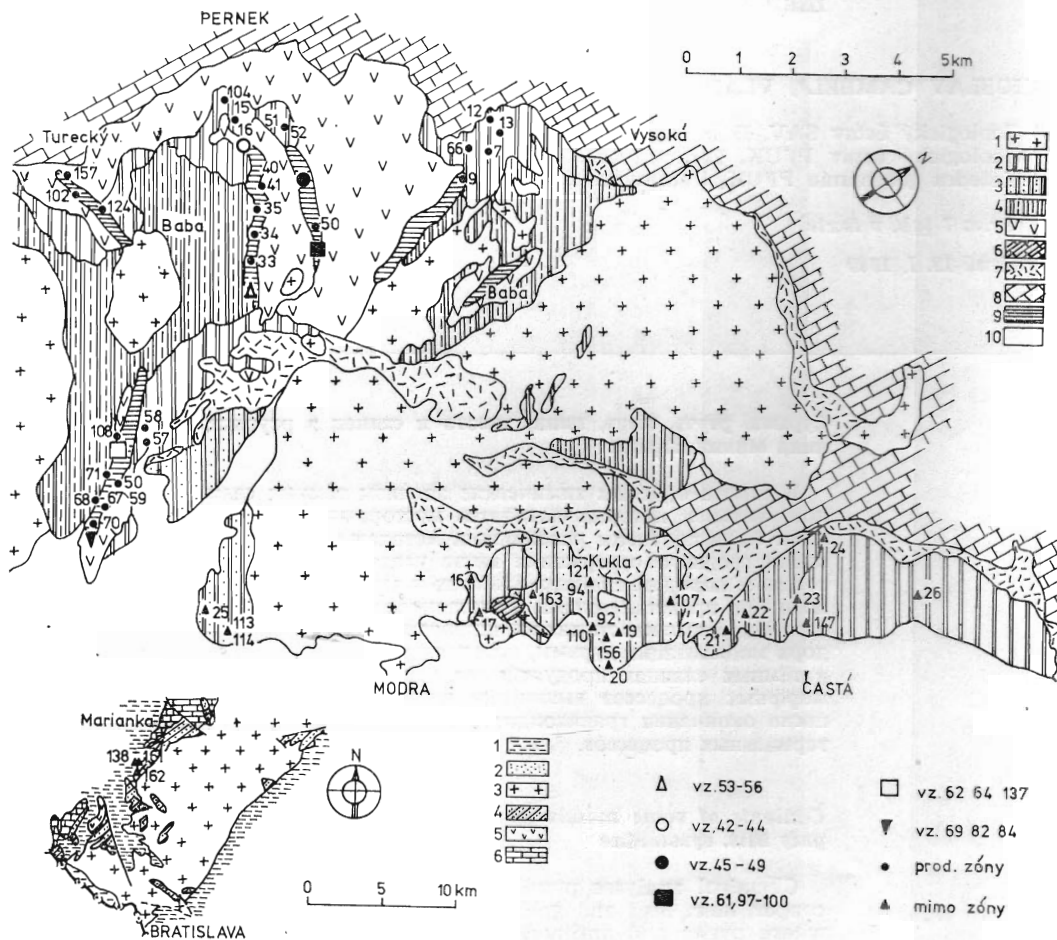
Chemical analyses provided data on contents of antimony, mercury, copper, zinc, lead and gold in black slates of the ore-bearing sequence where pyrite and antimonite deposits occur in the Malé Karpaty Mts. crystalline area. Several analytical methods were used (SPA, AAS, INAA). According to average contents of mentioned microelements in granitoids, gneiss, phyllite and amphibolite rocks representing main lithotypes of the crystalline, the generation of antimony mineralization by mobilization processes is assumed. Primary antimony is present in higher amounts in black slates of "productive" zones but it becomes mobilized due to metamorphic processes induced by Variscan granitoid plutonism or after the termination of plutonic events due to postmagmatic hydrothermal activity.

V poslednom období sa venuje veľká pozornosť metalogenéze Malých Karpát.

Preverujú sa staršie názory a hľadajú genetické interpretácie opreté o nové

poznatky. Prebiehajúci výskum pozitívne ovplyvňujú mnohé vrtné a banské prieskumné práce, ktoré vykonáva Geologický prieskum pod vedením Poláka.

V rámci spomenutého výskumu sme bádali aj vzorky tmavých bridlic (vzorky odobral Cambel). Analytickú metódu na stanovenie Sb, Cu, Zn a Hg vypracoval a pri skúmaných vzorkách



Obr. 1. Geologická mapa Malých Karpát s označením miest odberu vzoriek (upravené podľa Cambela — Valacha 1956)

Pezinsko-pernecké kryštalinikum: 1 — granitoidné horniny, 2 — fylity, 3 — bridlice harmónskej skupiny, 4 — ruly, 5 — amfibolity, 6 — vápence harmónskej skupiny, 7 — spodnotriasový kremenec, 8 — nerozčlenené mezozoikum, 9 — produktívne rudonosné zóny, 10 — mladšie útvary (paleogén, neogén, kvartér). Oblasť Bratislava: 1 — neogén a mladšie útvary, 2 — spodnotriasový kremenec, 3 — bratislavský granitoidný masív, 4 — fylit až rula, 5 — amfibolity a iné metabazity, 6 — mezozoikum vcelku

Fig. 1. Geological map of the Malé Karpaty Mts. area with sample site indication (according to Cambel — Valach 1956)

Pezinok-Pernek crystalline: 1 — granitoids, 2 — phyllite, slate of the Harmónia group, 4 — gneiss, 5 — amphibolite, 6 — limestone of the Harmónia group, 7 — quartzite, Lower Triassic, 8 — undivided Mesozoic, 9 — "productive" ore-bearing zone, 10 — younger units (Paleogene, Neogene, Quaternary). Bratislava area: 1 — Neogene and younger units, 2 — quartzite, Lower Triassic, 3 — the Bratislava granitoid pluton, 4 — phyllite to gneiss, 5 — amphibolite and other metabasite, 6 — Mesozoic in the whole

aplikoval Streško a Mičuda. Výsledky autori spracovali spolu s priemerným obsahom vypočítaným zo súborov analýz granitoidných hornín a metamorfítov Malých Karpát, ktoré má na analýzu z iného hľadiska pripravené Veselský, Cambel, Dyda a Spišiak. Vzorky emisnou spektrochemickou metódou (SPA) analyzoval Medveď. Rovnako sa analyzovali (Karelová) aj vzorky tmavých bridlíc na prvky B, Pb, Ga, Sn, Cu, V, Ti, Zr, Ni, Co, Cr, Ba a Sr. Do práce je zahrnutá aj časť výsledkov analýz hornín a rúd z oblasti Malých Karpát týkajúca sa štúdia zlata. Tie sa zo širšieho aspektu spracúvajú v samostatnej publikácii zameranej na sledovanie obsahu zlata v pyrite (Cambel — Streško — Škerenčáková, v tlači).

Kontrolné výsledky zo skúmaných prvkov sa získali rozličnými analytickými metódami na viacerých pracoviskách. Neutrónovú aktivačnú analýzu (INAA) použil P. Kotas v Ústrednom laboratóriu ČSUP v Stráži pod Ralskem. Za financovanie časti analýz autori ďakujú vedeniu Geologického prieskumu. Ďalšie kontrolné analýzy sa vykonali v rámci dvojstrannej dohody medzi Geologickým ústavom SAV a IGM v Moskve, resp. Geochemickým ústavom Sibírskeho oddelenia Akadémie vied ZSSR v Irkutsku. Moskovské pracovisko analyzovalo vzorky na Sb a Hg (Ozerova) a vykonalo niektoré analýzy ťažkého podielu pyritovej formácie na Pt, Pd, Rh a Au (Chytrov), v Irkutsku bolo stanovené zlato v ľahkej frakcii a v pôvodných vzorkách rúd. Autori ďakujú za pomoc všetkým menovaným aj nemenovaným spolupracovníkom, osobitne Tausonovi z Geochemického ústavu Sibírskeho oddelenia Akadémie vied ZSSR v Irkutsku za poskytnutie možnosti spolupracovať s uvedenými pracoviskami.

Cieľom nášho geochemického výskumu je:

1. Objasniť, aký je obsah prvkov (Sb, Cu, Hg, Pb, Zn, Au) v horninách z oblasti Malých Karpát súvisiacich s pyritovým a antimonitovým zrudnením a mineráloch pyritových a antimonitových rúd. Prítom najmä obsah antimónu treba z hľadiska určenia primárneho zdroja antimonitovej akumulácie považovať za najvýznamnejší.

2. Vysvetliť rozdiely v obsahu mikroelementov v produktívnych zónach, t. j. v bridličnatých súvrstviach s obsahom pyritových a antimonitových rúd, v porovnaní s obsahom metalických a iných stopových prvkov v tmavých bridliciach nachádzajúcich sa v kryštaliniku Malých Karpát mimo produktívnych zón. Z výskumov Khuna (in Cambel — Khun, 1979) vykonaných diskriminačnou analýzou vyplynulo, že zvýšený obsah V, Cu, Ni v horninách je základnou charakteristikou produktívneho súvrstvia, a preto takmer s 80 % istotou možno podľa obsahu uvedených prvkov určiť, či príslušná hornina je súčasťou produktívneho súvrstvia alebo nie, t. j. či je možnosť nájsť v nej pyritové a antimonitové zrudnenie. Výsledky hodnotené v tejto práci dokazujú, že ďalším prvkom charakteristickým pre tmavé bridlice produktívnych zón je antimón.

3. Využiť už známe výsledky a ďalej rozvinúť štúdium monominerálnych frakcií z hľadiska obsahu prvkov, najmä tých, ktoré vysvetľujú rozdiely alebo zhodu genézy minerálov na základe ich geochemickej variabilnosti (rovnomerý obsah Ni a Co v syngenetických a nerovnomerný v epigenetických pyritoch sprevádzajúcich Sb-mineralizáciu). V práci Cambela — Streška — Škerenčákovskej (v tlači) sa dokázalo, že podobne ako Ni a Co je aj zlato v pyrite indikátorom genézy, prirodzene, pokiaľ tvorí rozptýlenú zložku v kryštáloch pyritu, resp. v iných sulfidoch a mineráloch rúd.

4. Analyzovať rudu (vzorky typu C) alebo viditeľne zrudnené tmavé bridlice (typu B) separačne rozdelené na dve frakcie — ľahkú a ťažkú. Každú frakciu sme analyzovali osobitne, aby sa ujasnilo, či sa prítomný metalický prvok viaže na ľahkú (silikátovú, karbonátovú alebo uhľikátú, a to izomorfne alebo ako sorbent na rozličné disperzné minerálne zložky) alebo ťažkú frakciu.

Doterajšie výsledky dovoľujú urobiť záver, že Hg, Cr, Ba, Sb sa viažu na silikátovú zložku v horninách, na horniny bohaté na uhlík sa geneticky viaže V, U a parageneticky Th.

Ťažká frakcia koncentruje Ni, Cu, Zr a v ojedinelých prípadoch Zn, Sb, ako aj Au (pozri tab. 3, 4).

5. Pri genetických interpretáciách brať do ohľadu výsledky izotopického výskumu síry v sulfidoch pyritovej a antimonitovej mineralizácie Kantora (in Cambel — Kantor, 1972, Kantor, 1974), F. N. Žukova (in Cambel — Žukov — Savčenko, 1980). Tieto dôležité výsledky sú základom diskusie o genéze Sb-rúd. Poukazujú na možnú rozmanitosť interpretácií príčin vyššieho obsahu ťažšieho izotopu síry v antimónových mineráloch v porovnaní so sírou syngenetických pyritov. Odpoveď na túto otázku môže do značnej miery podprieť názor o exogénnom alebo hlbinnom (plutonogénnom) pôvode síry v sulfidoch antimonitovej hydrotermálnej mineralizácie. Proporcionálnosť zastúpenia dvoch genetických typov síry v Sb-mineráloch zostáva naďalej nejasná.

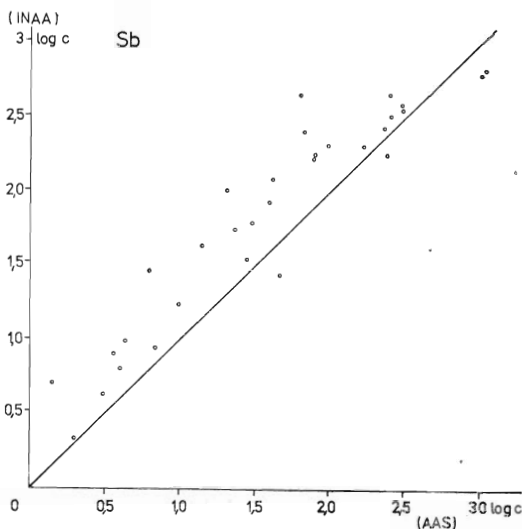
Analytické postupy a overenie ich spoľahlivosti

Sledované prvky boli stanovené rozličnými analytickými postupmi. Základnou metódou na stanovenie Cu, Zn, Hg, Sb a Au bola atómová absorpčná spektrometria (AAS) a na stanovenie olova emisná spektrochemická analýza (SPA).

Meď a zinok sa stanovili z jedného roztoku pripraveného rozpustením pôvodnej vzorky v kyseline fluorovodíkovej a v kyseline chlorovodíkovej. Antimón bol oddelený z osobitného návažku zahrievaním pevnej vzorky s jodidom amónnym v laboratórne zhotovenej piecke. Oddelený jodid antimonitý bol rozpustený v kyseline chlorovodíkovej a podľa obsahu bol antimón stanovený alebo priamo z vodného roztoku alebo z organického rozpúšťadla po extrakcii s tri-n-oktylfosfínoxidom v metylizobutylketóne. Absorpčné signály všetkých troch prvkov sa merali na atómovom absorpčnom spektrometri Perkin-Elmer 330. Absorpčným prostredím bol acetylénovo-vzduchový plameň. Výsledky sa odčítali na svetelnom digitáli priamo v koncentráciách.

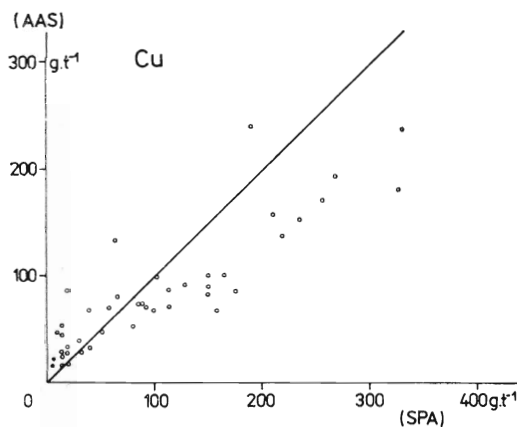
Ortuť sa stanovila metódou „studených pár“. Analyzované vzorky boli rozpustené v kyseline sírovej a v kyseline dusičnej. Z roztoku bola ortuť vyredukovaná chloridom cínatým a pary ortuti sa vŕhali do kremeňovej trubice ortuťového adaptéra umiestneného v priestore horáka atómového absorpčného spektrometra Perkin-Elmer 303. Signál sa zaznamenal na zapisovači.

Zlato bolo stanovené po extrakčno-obohacovanom postupe elektrotermickou atomizáciou v grafitovej kyvete HGA-74 firmy Perkin-Elmer spojenej so základným prístrojom atómovým absorpčným spektrometrom 303. Na extrakciu sa využil komplex zlata s dibutylsulfidom do toluénu z roztoku získaného rozpustením vzoriek v kyseline bro-



Obr. 2. Korelačný graf stanovenia Sb pomocou INAA metódy a metódy AAS

Fig. 2. Correlation plot of antimony content determination using INAA and AAS method



Obr. 3. Korelačný vzťah stanovenia medi pomocou AAS a SPA

Fig. 3. Correlation plot of copper content determination using AAS and SPA

movodíkovej s prídavkom brómu.

Základnou metódou na stanovenie olova bola emisná spektrochemická analýza a pomocou nej boli súčasne stanovené aj ďalšie prvky (B, Ga, Sn, Cu, Ti, V, Zr, Ni, Co, Cr, Ba, Sr) na mriežkovom spektrografe PGS-2. Na hodnotenie olova bolo porovnávacím prvkom germánium.

Spoľahlivosť niektorých z pracovných postupov sme overili na štandardných referenčných materiáloch. Pri nedostatku takýchto materiálov sa presnosť sledovala desaťnásobnou analýzou vybratej vzorky a na overenie správnosti postupov sa výsledky porovnali s výsledkami získanými inými, resp. tými istými pracovnými postupmi na ďalších pracoviskách. Pri medi a zinku sa analýzou štandardných referenčných materiálov G-2, AGV-1, GSP-1 dosiahli relatívne štandardné odchýlky od 2,2 do 8,7 %, resp. od 2,0 do 5,4 %. Pri antimóne sa analýzou materiálov TB, AGV-3, BCR-1 a Čs. anal. normálu 1-03-005 získali relatívne štandardné odchýlky v rozmedzí 2,2—16,7 %. Pokiaľ ide o presnosť stanovenia, najväčšia štandardná relatívna odchýlka bola pri stanovení zlata, a to pri analýze vybratej vzorky pyritu (21,5 %).

Výsledky dosiahnuté pri použití opísaných pracovných postupov sme pri niektorých prvkoch porovnávali s inými metódami: pri medi so spektrochemickou emisnou analýzou, pri antimóne s molekulovou absorpčnou spektrometriou a inštrumentálnou neutrónovou aktivačnou analýzou, pri zlate s atómovou spektrometriou a inštrumentálnou neutrónovou aktivačnou analýzou a pri ortuti s klasickou chemickou metódou. Vo všetkých prípadoch bola pomerne dobrá vzájomná zhoda výsledkov. Iba v prípade ortuti sa zistili väčšie rozdiely.

Analytické výsledky a ich diskusia

V práci interpretujeme analytické údaje vo forme komentára k tabuľkám a grafom.

Z tabuľky 1—2 vychodí, že obsah Sb získaný pomocou INAA je v porovnaní s obsahom získaným AAS niekoľkonásobne vyšší. Obsah medi zistený pomocou AAS a SPA je relatívne blízky. Rozdiely medzi analytickými postupmi vyjadruje obr. 2 a 3. Z obr. 2 vidieť, že takmer pri všetkých vzorkách sa systematicky vyšší obsah Sb dosahuje metódou INAA. Pri medi (obr. 3) je obsah Cu do 100 g.t⁻¹ relatívne rovnaký a pri vyššej koncentrácii možno pozorovať zvýšenie hodnôt získaných metódou SPA oproti AAS.

Meď sa koncentruje predovšetkým v rudách a v ťažkom podiele bridlíc, najmä v sulfidoch. Najmenej kolíše obsah ortuti, a to vo vzorkách z produktívnych zón aj v horninách mimo nich. Najväčší podiel zinku je v rudách alebo ťažkých frakciách bridlíc. To značí, že zinok je sústredený ako zložka v sulfidických, resp. v iných ťažkých mineráloch týchto hornín. Inak je to s olovom, ktoré je rovnomerne zastúpené v rozličných typoch vzoriek a najnižšiu hodnotu Pb majú tmavé bridlice mimo zón zrudnenia. Je to azda aj preto, že časť bridlíc tejto skupiny má najmenší obsah živcového detritu. Ide teda o prvok primárne iba nevýrazne koncentrovaný v metasedimentoch produktívnych zón a jeho obsah je takmer rovnaký aj v pyritových rudách. Najcennejším poznatkom vyplývajúcim z tab. 1 a 2 je, že produktívne zóny majú zvýšený obsah Sb, Cu, Zn a Hg, pričom najmä Sb a Cu majú indikačný význam a sú mimoriadne koncentrované v metasedimentoch produktívnych zón v porovnaní s tmavými bridlicami mimo týchto zón. Preto možno vysloviť názor, že tmavé bridlice produktívnych

zón môžu byť reálnym primárnym zdrojom akumulácie Sb a Cu. Tieto prvky mohli byť z prostredia sedimentov vynášané za vhodných podmienok počas mladšej metalogenetickej aktivi-

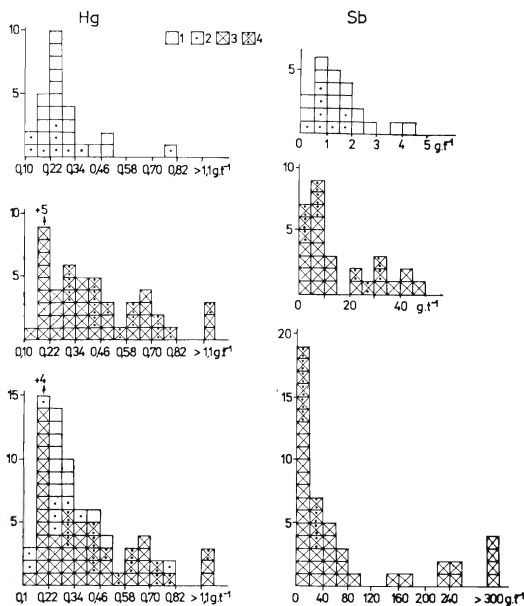
ty do priaznivých a na migráciu vhodných dislokačných zón. Z tab. 1—2 vysvitá, že zlato má v tmavých bridliciach produktívnych zón veľmi nízky obsah. Pyrit a vzorky rúd, z ktorých sa pyrity

Obsah Sb, Hg, Zn, Cu, Au v tmavých bridliciach a rudách pyritovej formácie rudonosného súvrstvia kryštalinika Malých Karpát

Contents of Sb, Hg, Zn, Cu and Au in black slates and ores of the pyrite formation within the "productive" sequence of the Malé Karpaty Mts. crystalline

Tab. 1

Lokalita, číslo vzorky		Sb			Hg		Zn	Cu		Au
		INAA	AAS	MAS	AAS	CH	AAS	AAS	SPA	INAA
		III	I	IV	I	IV	I	I	I	III
Kuchyňa	7-B	—	31,5	—	0,29	—	53	105	159	—
Kuchyňa	9-B	—	52,4	—	0,19	—	32	40	81	—
Kuchyňa	12-A	—	—	—	0,18	—	197	165	525+	—
Kuchyňa	13-A	—	11,2	—	0,18	—	27	62	91	—
Zuban št.	15 A	—	—	—	0,68	—	270	128	239+	—
Zuban št.	16-A	340	305,0+	—	0,31	—	30	20	8,3	ND
Čmele I	33-A	—	12,0	—	1,75+	—	30	78	95,5	—
Čmele II	34-A	—	45,0	—	1,62+	—	40	66	110,0	—
Čmele III	35-A	—	6,0	—	0,25	—	555+	114	170	—
Karol h.	40-B	260	230,0+	—	0,74	—	180	44	53	ND
Karol h.	41-A	245	67,2	60,0	0,70	0,20	105	23	16	ND
Karol d.	42-B	210	—	40,0	0,62	0,20	60	73	93	0,126+
Karol d.	43-C	68	—	—	0,75	—	225	88	176	0,060
Karol d.	44-A	375+	307,0+	—	0,17	—	70	54	79	0,074
Ján III	45-A	4,2	3,2	1,6	0,17	0,02	105	91	130	ND
Ján III	46-A	120	41,6	—	0,70	0,9	65	72	115	ND
Ján III	47-C	—	—	—	0,80	—	210	121	186	—
Ján III	48-B	29	10,0	—	0,52	—	247	169	257+	ND
Ján III	49-A	9,6	4,4	6,0	0,17	0,02	212	98	103	ND
Ján I	50-A	630+	1080,0+	—	0,18	0,02	70	93	49	0,253+
Pernek	51-A	680+	1033,0+	—	0,23	0,04	140	33	22	ND
Pernek	52-B	100	51,0	—	0,30	—	150	100	166	ND
August. h.	53-B	54	23,0	—	0,65	—	60	67	80	0,052
August. h.	54-A	—	10,0	12,0	0,46	0,09	89	77	46	—
August. h.	55-C	36	28,0	—	1,14	—	665+	410+	415+	ND
August. h.	56-A	—	1,9	—	0,50	0,30	30	28	24,5	—
Cajla	57-A	60	30,4	—	0,18	0,02	55	78	66	ND
Kolársky	58-A	43	14,4	16,0	0,13	0,02	120	46	10	ND
Pezinok	59-A	200	97,6+	80,0	0,38	0,04	92	126	13	ND
Pezinok	60-A	330	254,5+	200,0	0,18	0,07	151	65	159	0,125+
Rybníček	61-A	—	3,8	—	0,18	—	475+	159	234+	—
Cajla	62-A	440+	259,8+	—	0,27	—	80	155	209+	0,083
Cajla	64-A	—	—	—	0,60	—	385+	23	—	—
Kuchyňa	66-A	—	23,0	—	0,23	—	40	57	—	—
Kolársky	67-A	175	240,0+	300,0+	0,32	0,08	302	152	234+	ND
Kolársky	68-A	180	80,0	—	0,18	0,02	110	65	36	0,454+
Kolársky	69-A	68	47,0	—	0,18	—	74	40	30	ND
Kolársky	70-B	170	80,0	—	0,60	—	110	52	15,5	ND
Kolársky	71-C	200	172,0+	—	0,30	—	512+	360+	25,5	0,105+
Kolársky	82-B	6,4	6,4	—	0,45	—	168	30	43	0,181+
Kolársky	84-B	ND	0,5	—	0,44	—	94	16	16,2	ND
Rybníček	97-A	430+	160,0+	—	0,35	—	50	85	20	0,523+
Rybníček	98-A	17	10,0	—	0,40	—	20	16	20	0,063
Rybníček	99-A	86	40,0	—	0,37	—	700+	234	191	ND
Rybníček	100-B	56	7,0	—	0,57	—	85	84	115	ND
Kon. hlavy	102-A	8,8	7,0	—	0,45	—	1000+	25	14,1	ND
Zubau št.	104-A	2,6	3,0	—	0,27	—	65	73	85	ND
Cajl. dol.	108-A	—	6,0	—	0,35	—	35	16	4,8	0,041
p. Misár.	124-B	—	34,8	50,0	0,22	0,06	540+	126	263+	—
Cajla	137-B	—	2,0	2,5	0,17	0,05	146	128	117	—
Turec. vrch.	157-B	—	2,8	1,0	0,42	0,09	66	286+	12,6	0,025
X*		114,0/27	23,4/34	26,9/10	0,39/49	0,08/18	106,1/43	80,4/48	80,2/41	0,017/28
X		176,1/32	109,7/45	64,1/12	0,44/51	0,08/18	184,2/51	96,4/51	110,3/49	0,065/35



vyseparovali, sa v obsahu zlata, okrem nepočetných výnimiek s vyšším obsahom zlata v hornine, takmer neodlišujú. Ide teda o istý fón zlata, ktorý je rovnaký v pyrite aj v zrudnenej hornine. Zlato vo forme zlatiniek nemá pre bridlice veľký význam, čo je dokázané aj tým, že ťažká frakcia pyritových rúd má nanajvýš len 10 a iba vý-

Obr. 4. Histogramy obsahu ortuti a antimónu získané pomocou AAS

1 — tmavé bridlice mimo produktívnych zón, 2 — tmavé bridlice harmónskej skupiny, 3 — tmavé bridlice produktívnych zón, 4 — pyritové rudy pyritovej formácie (typ B, C)

Fig. 4. Histograms of mercury and antimony content distribution obtained by AAS

1 — black slate outside of the "productive" zone, 2 — black slate of the Harmónia group, 3 — black slate of the "productive" zone, 4 — pyrite ore of the pyrite formation (type B and C)

INAA — neutrónová aktivácia, AAS — atómová absorpčná spektrometria, SPA — spektrochemická analýza. Hodnoty sú v g.t.⁻¹ (ppm), MAS — molekulová absorpčná spektrometria (Ozerova, IGEM Moskva; Ch, taktiež chemické metódy). Vzorky A — tmavé bridlice bez viditeľného obsahu sulfidu, B — tmavé zrudnené bridlice s viditeľným obsahom pyritu, C — pyritové, resp. pyritovo-pyritinové rudy syngenetického pôvodu. Čísla v menovateli udávajú počet analýz súboru. Čísla s križikom sa pokladajú za anomálne a do prepočtu aritmetického priemeru nie sú zahrnuté. Tieto hodnoty priemerov sú označené hviezdičkou (X*). Hodnoty priemerov bez hviezdičky (X) sú vypočítané zo všetkých hodnôt súboru. Limity na vylučovanie hodnôt anomálnych sú pre údaje získané pomocou AAS: Sb 80; Hg 1,0; Zn 300; Cu 200 g.t.⁻¹. Pre hodnoty INAA: Sb 350; Au 0,1 g.t.⁻¹. Hranica stanoviteľnosti (ND) — 0,01 g.t.⁻¹; TP — ťažký podiel; LP — ľahký podiel; PH — pôvodná hornina; — — neanalyzované. Pracoviská a ich označenie v tabuľkách: I — Geologický ústav PFUK v Bratislave (GŮ PFUK), II — Geologický ústav Slovenskej akadémie vied v Bratislave (GŮ SAV), III — Ústredné laboratórium československého uránového priemyslu Stráže pod Ralskom (ÚL ČSUP), IV — Inštitút geológie rudných ložísk, petrografie, mineralógie a geochemie Moskva (IGEM), V — Geochemický ústav Sibírskeho oddelenia Akadémie vied ZSSR Irkutsk.

INAA — neutron activation analysis, AAS — atomic absorption spectrometry, SPA — spectrochemical analysis. Values are in g.t.⁻¹ (p. p. m.). MAS — molecule absorption spectrometry (Ozerova, IGEM, Moscow), Ch — chemical methods (idem). Samples A — black slate without visible sulphide content, B — black mineralized slate with visible pyrite content, C — pyritic and pyritic-pyrrhotinic ore of syngenetic origin. Numbers in the denominator indicate number of analyses in the set. Numbers with crosses are considered anomalous and these are not included into computations of the arithmetic mean. Such average values are indicated by asterisk (X*). Average values without asterisk (X) are computed from all values of the sample set. Limits for elimination of anomalous values are for data obtained by AAS as follows: Sb — 80, Hg — 1,0, Zn — 300, Cu — 200 g.t.⁻¹. For values obtained by INAA: Sb — 350, Au — 0.1 g.t.⁻¹. Limit of determineability (ND) is 0.01 g.t.⁻¹. TP — heavy fraction, LP — light fraction, PH — original rock, — — not analyzed. Laboratories and their indication in tables: I — Geological Institute, Faculty of Natural Sciences, Comenius University Bratislava (GŮ PFUK), II — Geological Institute, Slovak Academy of Sciences Bratislava (GŮ SAV), III — Central Laboratories of the Czechoslovak Uranium Industry Stráže pod Ralskem (ÚL ČSUP), IV — Institute for Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Moscow (IGEM), V — Geochemical Institute Siberian Branch Academy of Sciences USSR Irkutsk.

Tabuľka obsahu Sb, Hg, Zn, Cu, Au v tmavých bridlliciach Malých Karpát mimo produktívnych zón (včítane bridlic harmónskej skupiny)

Table of contents of antimony, mercury, zinc, copper and gold in black slates of the Malé Karpaty Mts. outside productive belts (slates of the Harmónia group including)

Tab. 2

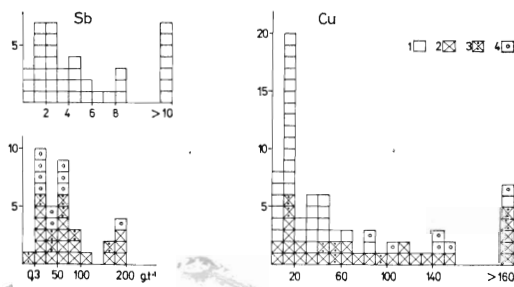
Lokalita, číslo vzorky	Sb			Hg		Zn	Cu		Au
	INAA	AAS	MAS	AAS	CH	AAS	AAS	SPA	INAA
	III	I	IV	I	IV	I	I	I	III
Harmónia 17-A	2,5	—	—	0,80	—	135	236+	330+	0,322+
Harmónia 18-A	—	0,7	—	0,25	—	105	37	37	—
Fúgelka 19-A	6,0	1,1	—	0,25	—	50	26	19,5	0,031
Dubová 20-A	—	0,5	—	0,30	—	100	26	25,1	—
Častá 21-A	—	1,7	—	0,26	—	40	20	7,4	—
Častá 22-A	—	1,3	—	0,25	—	45	20	12,3	—
Castian. d. 23-A	—	4,4	—	0,52	—	280	30	18,2	—
Castian. d. 24-A	—	0,8	—	0,18	—	90	42	35	—
Pezinok 25-A	—	2,3	—	0,20	—	90	88	104	—
Doľany 26-A	—	0,9	—	0,30	—	55	20	5,4	—
Dubová 92-A	4,6	—	—	0,12	—	150	133	65	ND
Kukla 94-A	4,8	—	—	0,16	—	100	28	11,5	—
Pila 107-A	1,7	1,7	—	0,23	—	125	42	16,6	0,146+
Dubová 110-A	0,7	1,2	—	0,40	—	55	24	33	ND
M. Javor. 111-A	5,2	1,4	1,0	0,25	0,05	86	30	44	ND
Borinka 112-A	8,2	3,7	—	0,17	0,11	100	7	10,4	ND
Soľ-Tŕn. 113-A	2,1	2,0	—	0,30	0,12	80	6	9,1	ND
Veľ. Trnie 114-A	—	< 0,5	2,5	0,27	—	10	24	50	—
Kukla 121-A	25	0,8	—	0,18	0,06	132	20	22,9	ND
Dol. Oreš. 128-A	6,8	3,0	—	0,23	0,03	108	154	195	ND
Kremat. 138-A	—	9,8	—	0,30	—	132	21	21,9	—
Častá 147-A	—	2,3	1,6	0,44	0,05	140	14	28,8	ND
Dubová 156-A	8,6	1,4	0,8	0,25	0,02	58	20	14,5	ND
Krematór. 161-B	—	0,5	0,6	0,50	0,02	72	11	3	—
Krematór. 162-B	—	1,0	0,8	0,22	0,04	28	12	5,1	ND
Dolink. vr. 163-A	3,1	0,9	0,6	0,33	0,02	32	12	11,5	ND
X*	—	—	—	—	—	—	34,7/25	32,2/25	0,005/14
X	6,1/13	1,9/23	1,1/7	0,29/26	0,05/10	92,2/26	42,4/26	43,7/27	0,033/16

Vysvetlivky ako pri tab. 1

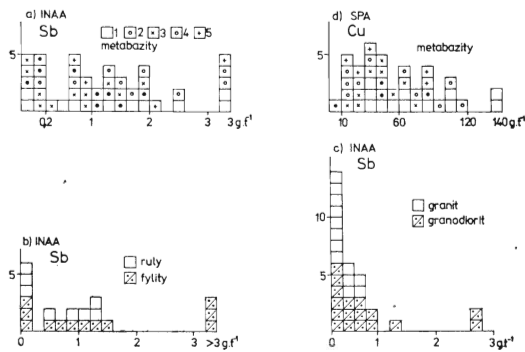
Explanations as in Tab. 1

nimochne až 100-násobne zvýšený obsah, pohybujúci sa na úrovni stotín a desiatín g. t⁻¹. Význam určenia neekonomického obsahu zlata v syngenetických rudách je v tom, že zvýšený obsah zlata

treba v Malých Karpatoch hľadať v mladších hydrotermálnych procesoch. Zvýšený obsah zlata v hydrotermálnom pyrite môže potvrdzovať význam dodatočne pôsobiacich hydrotermálnych

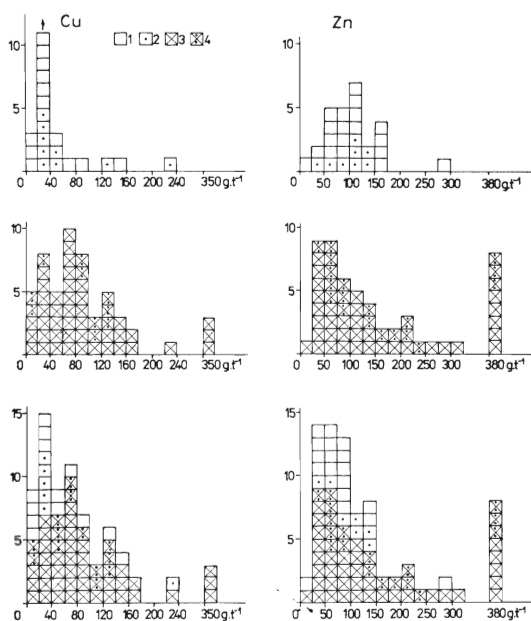


Obr. 5. Histogramy obsahu Cu získané pomocou SPA a antimónu pomocou INAA. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 4. Štvorce s krúžkom značia hodnoty Cu a Sb ťažkých podielov zrudnených bridlic
Fig. 5. Histograms of copper content distribution obtained by SPA and of antimony content distribution by INAA. Explanations: squares with circles mean Cu and Sb content in the heavy fractions of black slates. Other explanations as in Fig. 4



Obr. 6. Histogramy obsahu Sb a Cu v rozličných horninách krýštalínika Západných Karpát. Pri Cu sú uvedené len hodnoty vzoriek, z ktorých sa vykonala aj analýza INAA. 1 — Malé Karpaty, 2 — Inovec, Tribeč, Suchý, 3 — Tatry — Malá Fatra, 4 — Nízke Tatry, 5 — Spišsko-gemerské rudohorie

Fig. 6. Histograms of antimony and copper content distribution in different rock types of the West Carpathian crystalline. Values of copper content are indicated only by samples where INAA has been applied. 1 — Malé Karpaty Mts., 2 — Inovec, Tribeč and Suchý Mts., 3 — Vysoké Tatry and Malá Fatra Mts., 4 — Nízke Tatry Mts., 5 — Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Explanations as in Fig. 4



Obr. 7. Histogramy obsahu Cu a Zn získaných AAS. Vysvetlivky ako pri obr. 4
Fig. 7. Histograms of copper and zinc contents obtained by AAS. Explanations as in Fig. 4

Obsah Zn, Cu, Hg v pyritových rudách (typ C) a zrudnených tmavých bridliciach (typ B)
Contents of zinc, copper and mercury in pyrite ores (C) and mineralized black slates (B)

Tab. 3

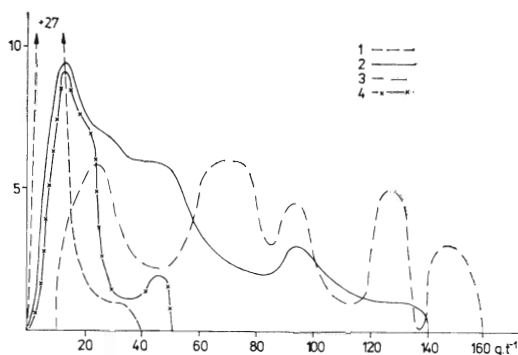
Lokalita, číslo vzorky	Zn			Cu			Hg		
	PH	ŤP	LP	PH	ŤP	LP	PH	ŤP	LP
Karol h. 40-B		165	30	44	80	32	0,74	0,71	0,80
Karol d. 42-B	60	40	26	73	73	72	0,62	0,60	0,70
Karol d. 43-C	225	170	160	88	88	80	0,75	0,70	0,78
Ján III 47-C	210	135	120	121	136	85	0,80	0,71	0,97
Ján III 48-B	247	82	70	169	180	159	0,52	0,44	0,60
Pernek 52-B	130	150	130	80	191	80	0,34	0,25	0,34
August. h. 53-B	60	30	25	67	67	33	0,67	0,60	0,75
August. h. 55-C	665	385	545	410	430	250	1,14	1,60	1,25
Kolár vr. 70-B	100	160	87	52	100	31	0,60	0,17	0,60
Kolár vr. 71-C	512	432	422	360	410	400	0,30	0,30	0,45
X*	238,9	174,9	161,5	146,4	175,5	122,2	0,65	0,55	0,72

Analýzy sú osobitne z ľahkej a ťažkej frakcie, ako aj z pôvodnej horniny. PH — pôvodná hornina — vzorka, ŤP — ťažký podiel, LP — ľahký podiel. Charakteristika vzoriek: 40-B, 42-B, 53-B, 70-B — tmavé bridlice s pyritom; 43-C, 47-C, 55-C — pyritová ruda bohatá na pyrit; 71-C, 77-B, 78-B — kremeňovo-sulfidická ruda

Analysed light and heavy fraction and original rock. PH — original rock, ŤP — heavy fraction, LP — light fraction. Characteristics of samples: 40-B, 42-B, 53-B, 70-B — black slate with pyrite, 43-C, 47-C, 55-C — pyrite ore, 71-C, 77-B, 78-B — quartz-sulphidic ore.

procesov v polygénnom pyritovo-antimonitovom, resp. polymetalickom zrudnení v Malých Karpatoch.

Tab. 3 a 4 dávajú prehľad o tom, ako sa jednotlivé mikroelementy rozdeľujú pri triedení vzoriek na ľahkú a ťažkú frakciu. Z tab. 3 vysvitá, že najvyššie hodnoty obsahu zinku sú v pôvodných vzorkách rúd. Obsah zinku v rudách sa pri spracúvaní rozdeľuje do ťažkej a do silikátovej ľahkej frakcie. Ide pravdepodobne o dvojakú formu vystupovania zinku v ľahkej a ťažkej frakcii, ale táto otázka sa ešte bližšie neskúmala. Celkovo je v rudách vyšší podiel Zn ako v nezrudnených tmavých bridliciach, ale rozdiel nie je podstatný. Aj v horninách typu A je podiel Zn relatívne vysoký. To platí o bridliciach zo zón zrudnenia aj o horninách mimo nich. Formou výskytu Zn v tmavých bridliciach



Obr. 8. Frekvenčné krivky obsahu medi rozličných hornín kryštalinika Malých Karpát
Histogram a: 1 — granitoidy, 2 — ruly, fylity, 3 — tmavé bridlice produktívnych zón, 4 — tmavé bridlice mimo zón

Fig. 8. Frequency distribution of copper contents in different rock types of the Malé Karpaty Mts. Curve a: 1 — granitoids, 2 — gneiss, phyllite, 3 — black slate of the "productive" zone, 4 — black slate outside of "productive" zones

Obsah Sb, Pt, Pd, Rh, Au v rudách pyritovej formácie Malých Karpát
Contents of antimony, platinum, palladium and rhenium in ores of the pyrite formation in the Malé Karpaty Mts.

Tab. 4a

Lokalita, číslo vzorky		Sb		Pt	Pd	Rh
		PH	ŤP	ŤP	ŤP	ŤP
		III	III	IV	IV	IV
Karol h.	40-B	260	60	0,032	0,028	—
Karol d.	42-B	210	68	0,022	0,020	—
Karol d.	43-C	68	32	0,017	0,020	—
Ján III	47-C	36	23	0,015	0,070	0,004
Ján III	48-B	29	13	0,045	0,060	0,003
Prenek	52-B	100	62	0,016	0,015	0,003
August. h.	53-B	54	26	0,035	0,035	—
August. h.	55-C	36	17,5	0,031	0,040	—
Kolár. v.	70-B	170	190	0,020	0,015	0,004
Kolár. v.	71-C	200	18,5	0,036	0,022	—
Pezinok	77-B	—	—	0,035	0,030	—
Pezinok	78-B	—	—	0,050	0,024	0,003
Pezinok	79-B	—	—	0,035	0,020	0,004
X*		143,3	51,0	0,0291	0,0291	0,0035

Vysvetlivky ako pri tab. 1 a 3

Explanations as in Tab. 1 and 3

Tab. 4b

Lokalita, číslo vzorky		AU					
		PH			TP	LP	Pyrity
		AAS I	AAS V	INAA III	INAA III	AAS V	AAS I
Karol h.	40-B	0,001	0,0055	ND	ND	0,0090	0,001
Karol d.	42-B	0,003	0,0022	0,126	ND	0,0015	0,001
Karol d.	43-C	0,002	0,0014	0,060	0,130	0,0090	0,002
Ján III	47-C	0,001	0,0067	ND	ND	0,0030	0,001
Ján III	48-B	0,001	0,0065	ND	0,107	0,0104	—
Pernek	52-B	0,021	0,0147	ND	ND	0,0145	0,004
August. h.	53-B	—	0,0075	0,052	0,01	0,0052	—
August. h.	55-C	0,001	0,0022	ND	0,065	0,0056	0,001
Kolár. v.	70-B	—	0,0062	ND	—	0,0930	—
Kolár. v.	71-C	—	0,0090	0,105	0,01	0,0024	—
X*		0,0043	0,0062	0,036	0,040	0,0164	0,002

ciach by sa bolo treba zaoberať osobitne.

Pri medi je prevaha obsahu Cu v ťažkej frakcii ($175,5 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$), v ľahkej frakcii je $122,2 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$. Ide zrejme o sulfidickú formu akumulácie medi v ťažkej frakcii.

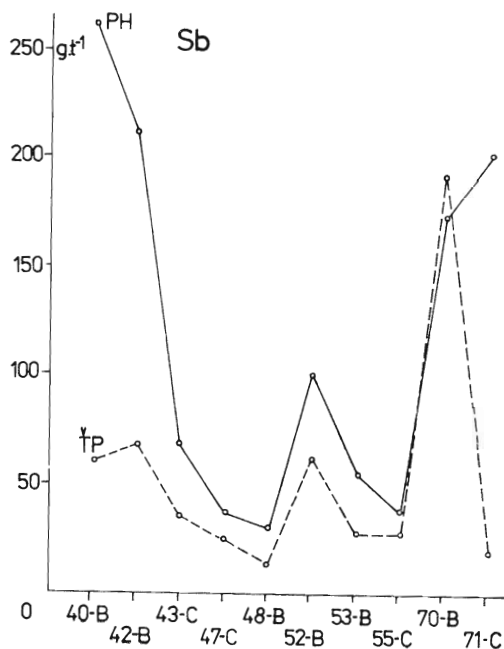
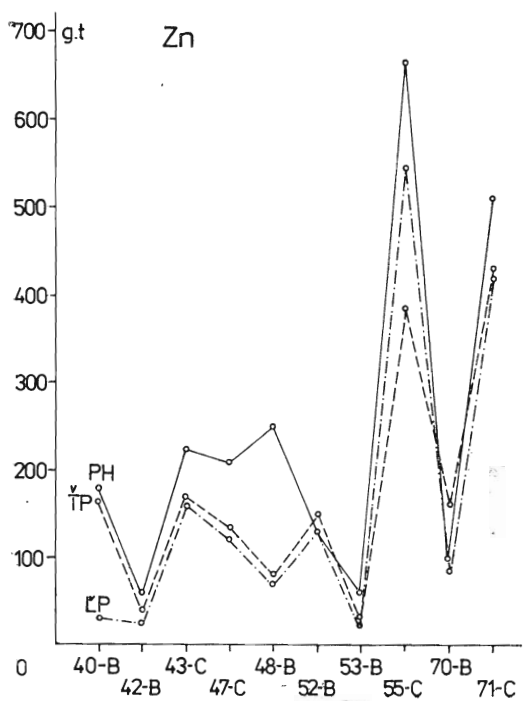
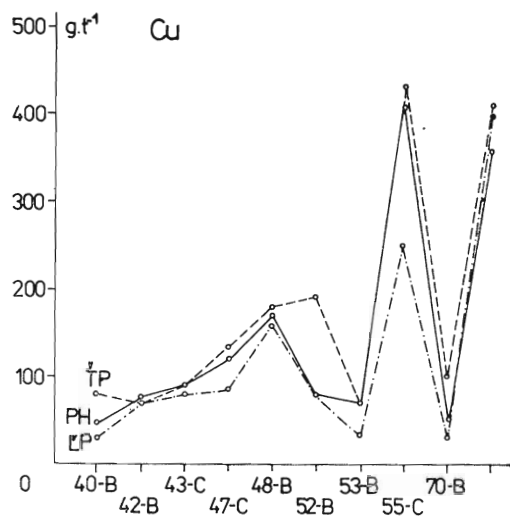
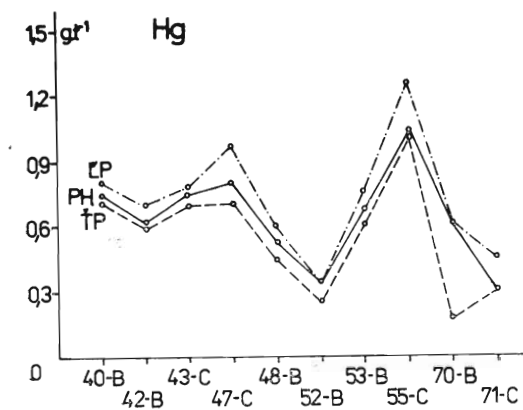
Ortuť má najväčší podiel v ľahkej a najmenší v ťažkej frakcii. To znamená, že sa nevyskytuje ako samostatný ťažký minerál v rude, ale ako sorbovaná a rozptýlená zložka viažúca sa na silikátovú frakciu hornín. Tieto zákonitosti sú evidentné aj z grafov (obr. 9, 10). Analogické zisťovanie o postavení Sb v ťažkej a ľahkej frakcii na základe stanovenia metódou AAS sme z technických príčin nevykonali. Ak použijeme analýzy na obsah Sb získaný za pomoci neutrónovej aktivácie (zo vzoriek typu B, C), resp. z ťažkého podielu aj takých vzoriek, ktoré sa za pomoci AAS neanalyzovali, vidíme, že antimón podobne ako Hg nie je charakteristikou a stálou zložkou ťažkej frakcie pyritových rúd alebo ťažkej frakcie bridlíc s obsahom pyritu. Otázkou je, či to nespôsobil fakt, že drvenie hornín vyvolalo mechanický rozptyl minerálov a

potom jeho sorpciu na ľahkú frakciu.

Časté anomálne zvýšenie antimónu v bridliciach typu A, ale aj typu B a C asi má spoločný pôvod a môžeme ho pripísať dodatočnému obohateniu bridlíc o antimón v dôsledku jeho ľahkej migrácie. Dokazuje to výpočet priemerného obsahu Sb vo vzorkách typu B, C a vo vzorkách bridlíc typu A (istý rozdiel medzi hodnotami môže čiastočne vyplývať aj z nerovnakého početného zastúpenia súborov).

Vzorky (v množstve 3—5 kg) sa na ťažkú a ľahkú frakciu triedili takto: Rozomletý materiál sa priamo privádzal na splav. Pritom sa dbalo, aby množstvo pridávaného materiálu a vody, sklon splavovej dosky a frekvencia kmitového pohybu dosky mali optimálne hodnoty. Vhodnosť nastavenia meniteľných parametrov splavu sa sledovala vizuálne podľa rozmiestnenia zŕn na splavovej doske. Tak sa získal koncentrát označený ako ťažký podiel (TP), ľahšia časť triedenej vzorky ako ľahký podiel (LP) a pôvodná hornina sa označila symbolom PH.

Z tab. 5 vychodí, že obsah Sb stúpa v magmatických horninách v poradí: biotitický granodiorit — dvojsľudová žula — amfibolity a v sedimentoch od rúl po fylit. Vyššie metamorfované ilovito-kremité metamorfity majú menej



Obr. 9. Obsah Hg, Zn v pyritových rudách Malých Karpát

LP — ľahký podiel, TP — ťažký podiel, PH — pôvodná hornina

Fig. 9. Contents of mercury and zinc in pyrite ores of the Malé Karpaty Mts.

LP — light fraction, TP — heavy fraction, PH — original rock

Obr. 10. Obsah Cu (AAS) a Sb (INAA) v pyritových rudách Malých Karpát. Vysvetlivky ako pri obr. 9

Fig. 10. Contents of copper (AAS) and antimony (INAA) in pyrite ores of the Malé Karpaty Mts. area. Explanations as in Fig. 9

Priemerný obsah Sb, Cu, Pb v magmatických a metamorfovaných horninách kryštalinika Malých Karpát v g.t.⁻¹

Average content of antimony, copper and lead in magmatic and metamorphic rocks of the Malé Karpaty Mts. crystalline. Data in g.t.⁻¹

Tab. 5

Hornina	Žuly		Ruly	Fylity	Amfibolity
Sb/INAA III	dvojsľudové 0,55/33	biotitické 0,39/20	0,8/7	1,99/12	1,74/12
Cu/SPA II	5,5 /26	11,1 /18	63,6/7	71,0 /12	72 /10 47,0 /70+
Pb/SPA II	23,3/26	21,5 /18	18,6/7	20,9 /12	18,9 /21
Ni/SPA II	2,9 /26	6,6 /18	58,7/7	43,7 /11	143 /70+

Priemery vypočítané zo súborov analyzovaných vzoriek, ktoré spracoval Cambel, Veselský, Dyda, Spišiak a analytik Medveď z Geologického ústavu SAV. Ďalšie vysvetlivky ako pri tab. 1 a 3

Averages computed from sample sets analyzed by Cambel, Veselský, Dyda, Spišiak and Medveď, Geological Institute Slovak Academy of Sciences. Other explanations as in Tab. 1 and 3

Sb ako nižšie metamorfované horniny, čo môže svedčiť o tom, že procesy metamorfózy spôsobujú migráciu a stratu Sb. Podobne je to aj pri Cu, ale v menšej miere. Pri Pb sú len nepatrné výkyvy v jeho obsahu v granitoch a fľovito-kremitých metamorfitoch — rulách a uhľikátých metapelitoch. Príčinou toho, že sa obsah olova nemení zákonite so stupňom metamorfózy, možno vidieť v tom, že podstatné množstvo olova je zložkou silikátových minerálov, živcov a minerálov ich premeny, kde izomorfne zastupuje vápnik, draslík a iné zložky.

Z toho vyplýva, že metamorfóza podstatne aktivizuje najmä migráciu antimónu a čiastočne aj medi a spôsobuje únik týchto prvkov do prostredia s menšou metamorfnou rekryštalizáciou, resp. do tektonicky oslabených zón. Ale treba brať do úvahy aj to, že tmavé bridlice primárne majú vyšší obsah uvedených prvkov a v dôsledku prítomnosti organickej zložky ťažšie podliehajú metamorfnej rekryštalizácii. Z magmatogénnych hornín sú hlavným koncentrátorom antimónu a medi v malokarpatskom kryštaliniku metabazity a

metapyroklastiká a pri porovnaní sedimentov s granitoidnými horninami sú zase koncentrátormi Cu a Sb ruly a fylity.

Ílitovo-kremité sedimenty sú bohatšie na Cu ako žula, ale chudobnejšie ako metabazity, na ktoré sa viaže pyritové zrudnenie Malých Karpát. To môže byť príčinou zvýšeného obsahu Cu v pyritovej formácii. Ale pretože obsah Cu je v metabazitoch Malých Karpát v porovnaní s metabazitmi z iných oblastí relatívne nízky, ani pyritová formácia Malých Karpát nie je na med' dosť bohatá a nemá ekonomický význam. Ešte výraznejšie ako obsah medi dokumentuje genetickú súvislosť pyritového zrudnenia s bázičným vulkanizmom vysoký obsah niklu v pyrite. Malokarpatský pyrit je totiž v porovnaní s pyritom početných našich a zahraničných ložísk mimoriadne bohatý (desatiny až stotiny percenta) na nikel a je to v súlade s relatívne vysokým obsahom niklu v metabazitoch Malých Karpát (140 g.t.⁻¹; Cambel — Kupčo, 1965).

Tab. 6 na základe priemerných hodnôt obsahu prvku osvetľuje, ako sa študované prvky správajú a akumulujú

Priemerný obsah prvkov Sb, Cu, Pb, Zn, Au, v bezrudných a v zrudnených tmavých bridliciach rudonosného súvrstvia a pyritových rudách pyritovej formácie, ako aj v bridliciach mimo produktívnych rudonosných zón
Average contents of antimony, copper, lead, zinc and gold in oreless and mineralized black slates of the "productive" sequence and in pyrite ores of the pyrite formation compared with values outside of "productive" zones

Tab. 6

	Produktívne zóny					Mimo zón	Spolu
	A, B, C	A	B, C	ŤP	LP	A	
Sb/INAA III	72,9/25	72,5/16	73,7/9	35,5/9	—	7,0/39	32,74/64
Sb/AAS I	23,6/34	22,6/21	25,3/13	—	—	1,9/23	14,84/57
Cu/SPA I	90,7/36	65,7/26	72,2/9	143,1/6	89,6/7	41,6/48	65,5/74
Cu/AAS I	76,0/47	79,3/33	82,9/15	175,5/10	122,2/10	34,7/25	61,6/72
Pb/SPA I	14,5/43	11,3/29	21,1/14	16,0/10	18,6/10	4,9/38	9,99/81
Zn/SPA I	102,74/42	95,5/28	125,1/15	174,9/10	161,5/10	92,2/26	98,7/68
Hg/AAS I	0,40/41	0,32/31	0,56/9	0,50/9	0,67/9	0,29/26	0,36/67

Aritmetický priemer je vypočítaný bez anomálnych hodnôt označených hviezdíčkou v tab. 1, 2. Ďalšie vysvetlivky sú pri tab. 1 a 3

Arithmetic means computed without anomalous values indicated by asterisk in Tab. 1 and 2. Other explanations as in Tab. 1 and 3

v základnom prostredí sledovaných bridlíc, t. j. v horninách typu A a vo vzorkách typu B, C (zrudnenia pyritovej formácie). Z tabuľky vyplýva, že v produktívnej zóne majú vzorky hornín typu A aj typu B, C priemerný obsah Sb, Cu a Zn zvýšený. Zriedkavejšie sú aj anomálie týchto prvkov v bridliciach

mimo rudonosných zón. Istou výnimkou je Zn, ktorý má aj v horninách mimo zón zrudnenia mnoho anomálnych prípadov prevyšujúcich zvyčajný fón zinku (pozri tab. 1, 2).

Uvedené interpretácie vychodia aj z obrázkov v texte a názorne potvrdzujú naše závery.

Priemerné hodnoty obsahu prvkov Sb, Cu, Pb, Zn, Hg z rudnej oblasti Hill-Galena Hill Area — oblasť Yukon, Kanada, v horninách neistého veku (paleozoikum, prekambrium?)
Zostavené podľa práce R. W. Boyla (1965)

Average contents of antimony, copper, lead, zinc and mercury from the Galena Hill Area, Yukon territory Canada in rocks of unknown age (Paleozoic, Precambrian?) according to Boyl (1965)

Tab. 7

Prvok	grafit. bridl. a fylity (29)		seritické krem. bridlice (8)		sivé kvarcity (27)		biele prekrem. kvarcity (9)		vápenaté kvarcity (3)		vápence (3)	
	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X
Sb	1—7	3,1	1—1,5	1	1—6	1,5	1—1	1	< 1—1	< 1	1	1
Zn	25—120	62	65—160	90,5	5—85	30	5—30	10	15—50	27	5—35	22
Cu	10—180	31	10—90	46	2—60	12	5—33	14	5—8	7	5—7,6	5
Pb	5—38	15	5—25	7	2—20	7	2—15	6	5—8	5	5—10	7,6

s — rozsah, X — aritmetický priemer

s — dispersion, X — arithmetic mean

Záver

1. V práci sme určili priemerný obsah študovaných významných metalických prvkov v základných typoch hornín kryštalinika Malých Karpát a v rozličných typoch rúd a zrudnených bridlíc pyritovej formácie syngenetickej povahy (Sb, Au, Pb, Zn, Hg, Cu).

2. Použili sme rozmanité analytické metódy (SPA, AAS, INAA) na stanovenie uvedených prvkov a výsledky sme porovnali. Výsledky určenia Sb získané za pomoci AAS pokladáme za spoľahlivejšie.

3. Zistili sme, ako sa mení obsah študovaných kovových prvkov v ťažkej a ľahkej frakcii a v pôvodnej hornine, čo umožnilo urobiť záver, že sa ortuť, antimón, olovo a čiastočne aj zinok v ťažkej frakcii pyritových rúd, resp. tmavých zrudnených bridlíc nekonzcentrujú. To vedie k náhľadu, že aspoň časť uvedených prvkov je v rozptýlenom stave, ako sorbent na ľahké silikátové a uhlíkaté zložky hornín.

4. Výsledky umožňujú porovnať obsah mikroelementov v tmavých bridliciach produktívnych zón Malých Karpát a v bridliciach mimo nich. Ukazuje sa, že pre produktívne zóny sú diagnostické prvky so systematicky zvýšeným obsahom, a to V, Cu, Ni, Sb, o čom svedčí diskriminačná analýza hodnotenia mikroelementov.

5. Vyslovili sme závery o vplyve metamorfózy na jednotlivé prvky, a to z hľadiska ich migrácie a možnosti akumulácie v metamorfných podmienkach. Takéto prejavy má najmä antimón a menej výrazne aj meď.

6. Predpokladáme, že ložiská Sb v zóne pyritového zrudnenia v Malých Karpatoch vznikajú v dôsledku neskorších metalogénnych procesov súvisiacich s metamorfózou spätou s variským granitoidným plutónizmom a s postmagmatickými procesmi hydrotermál-

nej povahy, ktoré sa prejavili v ich záverečnej fáze.

Recenzoval C. Varček

LITERATÚRA

- Boyle, R. W. 1965: Geology, Geochemistry and Origin of the Lead-Zinc-Silver Deposits of the Kene Hill-Galena Hill Area, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada*, 260 p.
- Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 3, 338 s.
- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *Bratislava, VSAV*, 493 s.
- Cambel, B. — Kantor, J. 1972: Srovnání izotopného i geochemického šleďování sulfidů syngenetických kolčedanných městořazení Západních Karpat. In: *Očerki sovremennoj geochemii i analitičeskoj chimii*. Moskva, Akad. Nauk SSSR, s. 377—389.
- Cambel, B. — Khun, M. 1979: Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 11, s. 507—520.
- Cambel, B. — Spišiak, J. 1980: Microelements Au, As, Sb, U, Th, W, Ta, Zr, Hf and Sc in the West Carpathian metabasites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, 1—2 (v tlačí).
- Cambel, B. — Streško, V. — Škorenčáková, O. 1980: The contents of gold in pyrites of various genesis. *Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 1—2 (v tlačí).
- Cambel, B. — Žukov, Ff J. — Savčenko, L. T. 1980: Genetické i izotopno-geochemické osobnosti formirovanija kolčedanných rud v Malých Karpatoch. *Mineralia slov.*, 12, s. 533—540.
- Kantor, J. 1974b: Sulphur isotopes of the stratiform pyrite deposit Turecký vrch and stibnite deposit Pezinok, in the Malé Karpaty Mts. Crystalline, Czechoslovakia. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 25, s. 311—334.
- Kantor, J. 1974c: Izotopové zloženie síry na antimonitových ložiskových jadrových pohoriach. [Záverečná správa za rok 1974.] *Manuskript — Geofond GÚDŠ*.
- Pastor, J. 1972: Nový typ zrudnenia na antimonitovom ložisku Pezinok. *Mineralia slov.*, 15, s. 217—220.
- Polák, S. 1974: Antimónové rudy Malých Karpát — nový pohľad na vyhľadávaciu problematiku. *Geol. průzk.*, 16, s. 184—187.

Contents of some metals in the ore-bearing sequence of the Malé Karpaty Mts. crystalline

BOHUSLAV CAMBEL — VLADIMÍR STREŠKO — IVAN MIČUDA

Average contents of base metals and of gold in several rock varieties of the Malé Karpaty Mts. crystalline have been investigated. These metals create sulphidic ore deposits of economic importance (Sb, Pb, Zn, Cu, Hg and Au) confined to crystalline rocks. Several analytical methods were applied (SPA, AAS, INAA). Differences in element contents were found to occur between light and heavy fractions of crushed rock and ore samples. Mercury, antimony, lead and partly even zinc do not concentrate in the heavy (sulphidic) fraction of sulphidic ores. Accordingly, at least a part of elements indicated occurs disseminated here being adsorbed by silicate or carbonaceous constituents of the ore and rocks (mainly black slates).

Results allow to compare microelement contents in black slates of "productive" zones in the Malé Karpaty Mts. crystalline with contents stated in similar rocks outside of

these belts. It appears that several elements are diagnostic for the productive zone where higher amounts of vanadium, copper, nickel and antimony occur. Such distribution has been proved applying a mathematical discriminant analysis of obtained results. Consequently, the influence of metamorphic events on single elements may be assumed. This concerns mainly migration phenomena and the possibility of their accumulation in metamorphic conditions (mainly copper and antimony).

In conclusion, the origin of antimony ore deposits in the belt of sulphidic deposits in the Malé Karpaty Mts. area may be explained by subsequent metallogenic processes related to granitoid plutonism of the Variscan epoch and to the postmagmatic activity of hydrothermal nature.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ivan Mrázek — Luboš Rejl: **Slovenské opály a limnokvacity**

Slovenské obecné opály a limnokvacity patří k doposud patří, vzhledem ke svému estetickému vzhledu i poměrně dobrým technologickým parametrům, k vyhledávaným kamenářským surovinám. Jejich značné zásoby a snadná dostupnost je zařazují mezi nejperspektivnější drahokamové suroviny Československa.

Opály lze z genetického hlediska rozdělit do tří skupin. Opály první skupiny jsou produktem postvulkanické epitermální činnosti (Dubník, Herľany, Dargov, Nevoľné). Dřevité opály druhé skupiny mají k neovulkanitům pouze nepřímý vztah (Povrazník, Ponická Huta). Menší význam mají opály třetí skupiny, vázané na reziduální silikátových hornin, zejména serpentinitů (Hodkovec). Nový mi-

neralogický a technologický výzkum ukázal vedle některých nepříznivých vlastností opálů (rozpukání, pórovitost) jejich příznivé parametry (leštitelnost, estetický vzhled), předurčující je k využití ve šperkařství.

Limnokvacity, vyskytující se na Slovensku ve dvou hlavních oblastech, jsou vázané na neovulkanity. Na středním Slovensku se objevují na sever od Žiaru nad Hronom, na východě na lokalitách Banské, Zamutov, Dargov aj. Obojí limnokvacity jsou si petrograficky i technologicky blízké. Jsou dobře zpracovatelné, po vyleštění se vyznačují vysokým leskem a příjemným zbarvením a kresbou. Vadou jsou občasné trhlinky a porézní partie. Limnokvacity, které lze snadno získat na ložiskách těžených pro jiné účely (Stará Kremnička-Kotlíšte, Jelšovský potok I), jsou vhodné pro výrobu drobných ozdobných předmětů i šperkových kamenů.

Analýza mikrostavby serpentinitu ze Spišsko-gemerského rudohoří rentgenovou difrakcí

MILOŠ KRATOCHVÍL

Katedra geologie PFUK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

(1 obr. a 1 foto v textě)

Doručené 10. 4. 1980

Анализ микростроения serpentинита Спишско-гемерского рудогорья на основании рентгеновой дифракции

В пяти образцах serpentинита месторождения Добшина, Калиново-Брезничка и Ясова была изучена ориентация плоскостей 001 кристаллической решётки serpentинита. Максимальная интенсивность ориентировки находится в пределах 1,4—1,8 раз больше средних величин. Сравнением полюсных образцов 001 с мезоскопическими структурными элементами serpentинитовых тел и вмещающих пород показало на согласие между ротационными осями плоскостей решётки 001 и осями ротации serpentинитовых тел или плоскостей фолiaeи serpentинитовых тел и окружающих пород. Согласие доказано в трёх образцах и показывает на влияние регионально-тектонических процессов на полученные ориентации serpentинита.

X-ray fabric analysis of serpentinite from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The preferred orientation of lattice planes 001 of serpentine mineral has been investigated in five serpentinite samples taken at Dobšina, Kalinovo-Breznička and Jasov localities. The maximal intensity of preferred orientation fluctuates between 1.4 to 1.8 multiples of average values (multiples of a uniform distribution). Comparison of 001 pole diagrams with mesoscopic structural attitude of serpentinite bodies and of surrounding rock units points to consistency between rotation axes of 001 lattice planes and rotation axes of serpentinite "nodules" or even of foliation planes in serpentinite bodies and surrounding rocks. This consistency found in three samples investigated reflects influences of regional-tectonic processes upon resulting preferred orientation of serpentinite.

V rámci úkolu II-4-3/5 (odpovědný řešitel doc. dr. D. Hovorka, CSc.) zaměřeného na studium strukturního po-

stavení ofiolitů Západních Karpat byla analyzována vnitřní stavba serpentinitových těles Spišsko-gemerského rudo-

hoří. Na podrobný mezoskopický výzkum serpentinitových těles (Jaroš et al., v tisku a) navázalo studium vnitřní stavby serpentinitu pomocí rentgengoniometru s „texturní“ hlavici. Jeho cílem bylo určit mřížkovou orientaci serpentinitových minerálů ve vzorcích z vybraných serpentinitových těles na různých lokalitách Spišsko-gemerského rudohoří, provést její korelaci s mezostrukturou a pokusit se o její interpretaci. Některé hlavní výsledky výzkumu byly předběžně uveřejněny v rámci přehledné studie (Jaroš et al., v tisku b).

Metodika

Metoda určování mřížkové přednostní orientace minerálů pomocí rentgenových paprsků se vyvíjela již od 20. let našeho století. Historii jejího vývoje zpracoval vyčerpávajícím způsobem Schmidt (1975). Zásadní obrat v rozvoji metod nastal až po zavedení přímé registrace difraktovaných paprsků pomocí Geigerova-Müllerova počítače. To umožnilo zavést poprvé v metalurgii transmisní metodu (Decker et al. 1948) a později metodu reflexní Schulz (1949). S ohledem na rudy a horniny rozpracoval metodiku K. v. Gehlen (1960). Později byla metoda zdokonalována a použita při studiu experimentálně i přirozeně deformovaných hornin na různých minerálech, zejména na křemenu a kalcitu (Baker et al. 1969, Baker 1970).

V Československu použil reflexní metody s přímou čítačovou registrací Pertold (1974, 1978) při studiu přednostní orientace křemene a pyrrhotinu. Integrací dat ze tří navzájem kolmých řezů horninou získal úplné pólové obrazce vybraných mřížkových rovin. Jednodušší variantu metody, s neúplnými pólovými obrazci získanými studiem

jednoho řezu horninou, použil Schmidt (1975, 1976) na amfibolu, chloritu, křemenu, plagioklasu a sericitu.

V principu vychází použitá metoda ze stejného uspořádání rentgenometru jako při studiu práškových preparátů odrazovou metodou. Na rozdíl od neorientovaných preparátů je intenzita odraženého záření při určitém úhlu 2θ u přednostně orientovaných vzorků funkcí jejich orientace. Ke sledování této závislosti slouží „texturní hlavice“, zařízení umožňující rotaci vzorku kolem osy kolmé k jeho povrchu a jeho naklání podle další osy k ní kolmé, ležící v rovině primárního a odraženého paprsku. Vzhledem k defokuzáčnickému efektu nelze použít náklonu nad 70° . Aby bylo možno prozkoumat i zbývající oblast s náklony $70-90^\circ$, je nutno jeden vzorek studovat ve třech navzájem kolmých řezech. Rotací hodnot korigovaných intenzit odraženého záření v jednotlivých řezech do společné průmětny a jejich normalizací (vztahením k průměrné hodnotě, kterou by měla stejná difrakce téhož neorientovaného vzorku) získáme úplný pólový obrazec reflexe určité plochy, vyjadřující míru přednostní orientace zrn ve vzorku (Pertold 1978).

K měření bylo použito rentgengenerátoru Chirana — Mikrometa 2 a rentgengoniometru Chirana typ 41-Y-312, s upravenou texturní hlavici firmy Burevestnik (Leningrad). Řízení činnosti aparatury a registrace difraktovaného záření byla provedena automaticky, vyhodnocovací jednotkou NZZ-704 Tesla. Aparatura byla sestavena v laboratoři struktur nerostných surovin na katedře ložiskové geologie pod vedením dr. Z. Pertolda, CSc., který aparaturu i metodu podrobně popsal (1974, 1978).

Bylo použito primárního záření $\text{Fe K}\alpha$, 29 kV, 14 mA. Rotace vzorku probíhala po krocích $\alpha = 10^\circ$, změna náklonu o úhel $\beta = 10^\circ$ po každé rotaci vzorku

o 360°. Z naměřených hodnot byly získány úplné pólové obrazce mřížkových rovin pomocí programu vypracovaného dr. E. Brudou na počítači EC 1030. Násobky průměrných hodnot intenzit (odpovídajících vzorku bez přednostní orientace), vytištěné počítačem v plochojevné stereografické projekci, byly ručně okonturovány.

Lokalizace a popis vzorků

Vzorky serpentinitu, v nichž není patrná penetrativní foliace či lineace, byly odebrány z minimálně drcených a rozpukaných míst tak, aby byl splněn požadavek jejich dostatečné homogenity a soudržnosti. Vzorky byly odebrány orientovaně podle náhodně zvolených puklin a rozřezány na destičky podle tří navzájem kolmých rovin. V nich byly měřeny intenzity bazálních reflexí serpentinitových minerálů. Vzhledem k nepřítomnosti penetrativního strukturního prvku byla naměřená a korigovaná data rotována počítačem do referenční vodorovné roviny. To umožnilo vztáhnout ve výsledných pólových obrazcích polohy maxim k hlavním světovým stranám a provést korelaci s mezoskopickými strukturními prvky (viz Jaroš et al., v tisku a). Všechny údaje o polohách maxim v diagramech strukturních prvků a v pólových obrazcích mřížkových rovin 001 jsou uvedeny spádnicovým způsobem a ve stupních. Studium bylo podrobeny následující vzorky:

S 1. Dobšíná. Lomová etáž č. 2, střední část. Severní podložní těleso. Vzorek odebrán z malého serpentinitového „jádra“ (kompaktní úlomek až blok v drcené až zbrzdličnělé serpentinitové matrix). Velikost cca 20×15 cm.

S 2. Kalinovo-Breznička. Chodba č. 1, 98 m od ústí. Severozápadní těleso, masivní, hustě rozpukaný, vzácně zbrzdličnělý serpentinit.

S 3. Kalinovo-Breznička. Chodba č. 2, 195 m od ústí. Střední těleso, vzorek odebrán při jeho j. okraji. Masivní, hustě rozpukaný serpentinit.

S 4. Kalinovo-Breznička. Chodba č. 3, 124 m od ústí. Střední těleso, vzorek odebrán při jeho s. okraji. Masivní, hustě rozpukaný serpentinit.

S 5. Jasov. Svrchní část serpentinitového tělesa. Vzorek odebrán z menšího „jádra“, rozměrů cca 25×15 cm. Foto 1.

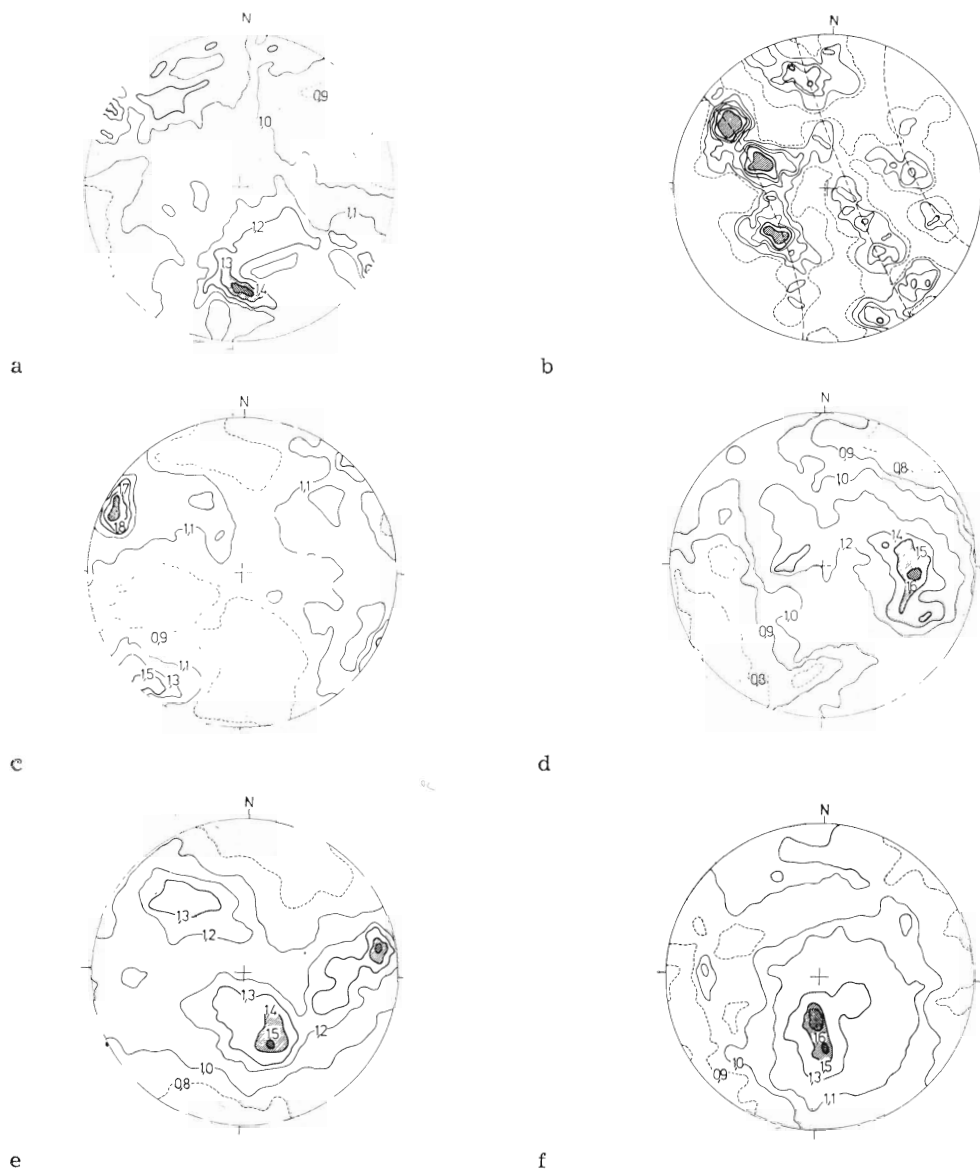
Mikroskopický popis a mřížková přednostní orientace

Srovnáním naměřených hodnot d hlavních reflexí s hodnotami tabelár-

ními (Berry 1974) a mikroskopickým studiem bylo zjištěno, že ve vzorcích S 2, S 3 a S 4 jde patrně o antigorit. V případě vzorků S 1 a S 5 z meliatské série jde podle Hovorky et al. (1981) o směs lizarditu a chryzotilu. Naměřené hodnoty d bazálních reflexí jsou uvedeny ve vysvětlivkách k pólovým obrazcům na obr. 1. Podrobná identifikace serpentinu, tvořícího podstatnou součást horniny, však nebyla předmětem výzkumu. Ke studiu mřížkové přednostní orientace byla vybrána nejintenzivnější reflexe mřížkových rovin 001. Při rentgenografickém studiu všech vzorků se dbalo o to, aby ozařovaná plocha byla pokud možno homogenní, tvořená základní hmotou, a byly z ní vyloučeny žilky a pseudomorfózy po vyrostlicích.



Foto 1. Charakter stavby serpentinitového tělesa s kompaktním „jádro“. Lokalita Jasov.
Photo 1. Nature of the serpentinite body structure with a compact „nodule“. Jasov locality



Obr. 1. Pólové obrazce mřížkových rovin 001 serpentinu a souborný diagram pólů foliace (b)

Izolinie (a, b, c, d, e, f) představují pólové hustoty v násobcích průměrných hodnot pro stejnoměrné rozdělení. Spodní polokoule, plochojevná projekce. a) Dobšiná lom (S 1), $d = 0,744$ nm; b) Dobšiná lom. Serpentin, břidlice, rauhwaky. 105 měření; izoliny: 1-2-3-3-5-6 procent. Podle Jaroše et al. (v tisku a); c) Kalinovo-Breznička (S 2), sz. těleso, $d = 0,736$ nm; d) Kalinovo-Breznička (S 3), střední těleso, $d = 0,727$ nm; e) Kalinovo-Breznička (S 4), střední těleso, $d = 0,733$ nm; f) Jasov (S 5), $d = 0,744$ nm

Fig. 1. Pole figure for lattice planes (001) of serpentine and collective pole figure of foliation planes (b)

Contours (a, c, d, e, f) express pole densities in multiples of the average value for uniform distribution. Lower hemisphere, equal area projection. a — Dobšiná, quarry (S 1), $d = 0,744$ nm. Serpentine, shale, breccia, 105 measurements (according to Jaroš et al. in print), isolines 1-2-3-4-5-6 %, c — Kalinovo-Breznička (S 2), NW body, d — Kalinovo-Breznička (S 3) central body, e — Kalinovo-Breznička (S 4), central body, f — Jasov (S 5)

1. Ve vzorku serpentinitu z Dobšíné S 1 se střídají různé odstíny zeleně. Od velmi světle zelené až po tmavě zelenou. Serpentinit je intenzívně prožilkovaný. V jemnozrnné základní hmotě vystupují mírně protažené až izometrické, cca 5 mm velké pseudomorfózy po vyrostlících olivínu, vyplněné chryzotilem. Základní hmotu tvoří izometrické nebo protažené šupinky délky 0,02—0,05 mm, patrně směs lizarditu a chryzotilu. Uspořádání základní hmoty je chaotické. Vedle serpentinu je přítomen rudní minerál, v nepravidelných, někde izometrických shlucích velikosti až 0,3 mm.

Pólový obrazec mřížkových rovin 001 (obr. 1a) vykazuje relativně nejslabší přednostní orientaci. Svědčí o tom nejen nízká hodnota hlavního maxima omezeného izolinií 1,4 (odpovídající násobku průměrné hodnoty vyjadřující intenzitu stejného vzorku bez přednostní orientace), ale i přítomnost četných podružných maxim. Hlavní maximum o poloze 176/32 společně s vedlejším maximem (300/2) a dalšími podružnějšími maximy leží uvnitř nepravidelně omezeného a přerušovaného pásu, s osou směru SSZ—JJV. Kolmice k ose pásu, probíhající středem minima diagramu vsv.—zjz. směrem, je osou rotace mřížkových rovin 001. Pólový obrazec byl srovnán s diagramy mezostруктурních prvků v dobšinském serpentinitu i v okolních horninách. Srovnání ukázalo na velmi dobrou shodu mezi vsv.—zjz. probíhající osou rotace vrstvenatosti kampilských sedimentů a břidličnatosti serpentinitu (obr. 1b) a mezi osou rotace mřížkových rovin 001.

2. Vzorek S 2 ze sz. tělesa lokality Kalinovo-Breznička je tmavě zelený serpentinit, dosti homogenní, v tenké destičce průsvitný. Lupínky antigoritu jsou většinou uspořádány nepravidelně, místy však mřížkovitě. Délka lištovitých řezů kolísá v rozmezí 0,02—0,2 mm.

Vedle vzácně přítomného rudního minerálu vystupuje v hornině hojně kalcit.

V pólovém obrazci 001 (obr. 1c) dosahuje nevelké hlavní maximum 1,8 násobku průměrné hodnoty. Jeho těžiště o poloze 296/8 je situováno uvnitř neúplného širokého pásu. Podružné maximum pólů 001 má těžiště 218/8 a je omezeno izolinií 1,5. Svírá s těžištěm hlavního maxima úhel 76°. Jeho umístění naznačuje vznik dalšího neúplného pásu. Osy proložené minimy mají směry SSZ—JJV (166°) a VSV—ZJZ (75°). Korelace mezi mikrostavbou serpentinu a mezoskopickými strukturálními prvky je nevelká. Lze konstatovat shodu mezi vsv.—zjz. osou, proloženou minimem diagramu, a rotační osou ploch foliace ve fylitech a ve středním serpentinitovém tělese, probíhající stejným směrem 75° (Jaroš et al., obr. 11a, 12a, v tisku a). Podobné je i rozložení maxim pólů puklin v sz. serpentinitovém tělese (Jaroš et al., obr. 11f, v tisku a). Jedno z hlavních maxim puklin s těžištěm 302/30 je sblížené s hlavním maximem ploch 001 o poloze 296/8. Podružné maximum pólů mřížkových rovin 001 (218/8) je v blízkém okolí druhého hlavního maxima puklin. Podobný průběh mají i osy proložené minimy obou diagramů.

3. Vzorek S 3, odebraný v jv. části středního tělesa stejné lokality, má charakter tmavě zeleného celistvého serpentinitu, tvořeného 0,04—0,08 mm dlouhými šupinkami serpentinu, patrně antigoritu. Struktura horniny je mřížkovitá a nahloučeniny rudního minerálu jsou hojné. Hlavní maximum pólů mřížkových rovin 001 (obr. 1d) je omezeno izolinií 1,6 a má těžiště 95/40. S ním jsou sblížena dvě malá maxima o polohách 70/55 a 115/26. Uvedená maxima leží v neúplném pásu nepravidelně ledvinkovitého tvaru, na jehož opačné straně leží podružné maximum omezené izolinií 1,4. Jeho těžiště má polo-

hu 280/73. Osa procházející minimem diagramu má směr SV—JZ. Korelace byla shledána jen mezi hlavním maximum pólů ploch 001 a jedním z mnoha podružných maxim pólů dislokací ve středním serpentinitovém tělese s těžištěm 100/32 (Jaroš et al., obr. 12b, v tisku a).

4. V posledním vzorku z Kalinova-Brezničky, S 4 vystupuje ze sz. části středního tělesa tmavě zelený, v destičce průsvitný serpentinit. Makroskopicky i pod mikroskopem lze od serpentinu odlišit pouze rudní minerál, tvořící nepravidelné šmouhy nebo izometrické či elipsovité protažené shluky délky až 3 mm. Zbytek vyplňuje jemně šupinkovitý serpentín, patrně antigorit. Je nepravidelně mřížkovité či subparalelně uspořádaný a průměrná délka šupinek je cca 0,05 mm.

Prostorové rozložení maxim v pólovém obrazci mřížkových rovin 001 (obr. 1e) naznačuje přítomnost dvou nespojitých a nepravidelně omezených křížících se pásů. Dvě hlavní maxima s těžišti 78/13 a 158/49, omezená izoliniemi 1,5, spolu svírají úhel 75°. Podružné maximum s těžištěm 330/40, omezené izolinií 1,3, svírá s oběma hlavními maximy úhly 80° a 90°. Byla zjištěna pouze nevýznamná korelace s malými a podružnými maximy dislokací a puklin ve středním serpentinitovém tělese. V prvním případě jde o maximum s těžištěm 152/52 a v druhém o dvě maxima s polohami těžiště 73/8 a 156/50, korelujícími s hlavními maximy ploch 001 (Jaroš et al., obr. 12b, 12c, v tisku a).

Polohami maxim i minim ploch 001 se vzorek S 2 ze severního tělesa odlišuje od vzorků S 3 a S 4 ze středního tělesa. U těchto dvou vzorků ze stejného tělesa jsou hlavní maxima rozložena ve stejném jv. sektoru diagramu a lze konstatovat i sblíženou polohu os minim.

5. Vzorek S 5 ze serpentinitového tělesa z Jasova je tmavě zelený, intenzivně prožilkovaný. Ve výbrusu je patrné zdánlivě chaotické až mřížkovité uspořádání jemnozrné, lizardit-chryzotilové základní hmoty se šupinkami délky 0,02—0,05 mm, střídající se s partiemi bohatými na mastkové žilky mocnosti 0,1—0,2 mm. Pólový obrazec ploch 001 (obr. 1f) vykazuje výrazné maximum, omezené izolinií 1,5. Další izolinie mají mírně protažený, eliptický tvar, naznačující vznik nespojitého pásu. Osa proložená minimem má průběh SV—JZ a je k pásu kolmá. Umožňuje jedinou korelaci, a to s osou rotace ploch omezujících serpentinitová „jádra“ (Jaroš et al., obr. 6e, v tisku a).

Diskuse a závěr

Ve všech analyzovaných vzorcích byla zjištěna přednostní orientace mřížkových rovin 001 serpentinu (antigoritu). Podle charakteru pólových obrazců lze rozlišit dva typy přednostní orientace. První typ je charakterizován jedním nebo dvěma (ale sblíženými) maximy, elipticky obklopenými zbylými izoliniemi (obr. 1f). Druhý typ má nejméně dvě maxima, z nichž jedno může být i podružné, vzdálená od sebe 65—90° (obr. 1a, c, d, e). Intenzity hlavních maxim přednostní orientace mřížkových rovin 001 jsou poměrně nízké a pohybují se v rozmezí 1,4—1,8 násobku průměrných hodnot pro stejnoměrné rozdělení. Z malých rozdílů mezi intenzitami maxim přednostní orientace na jednotlivých lokalitách vyplývá, že faktory ovlivňující vznik přednostní orientace v testovaných serpentinitových „jádrech“ kolísaly pouze v úzkém rozmezí.

Korelace poloh maxim přednostní orientace serpentinu s mezoskopickými strukturními prvky příslušných serpen-

tinitových těles se významněji projevuje pouze na lokalitě Dobšíná. V Dobšíně se ukazuje shoda mezi osou rotace mřížkových rovin 001 serpentinu (obr. 1a) a osou rotace břidličnatosti serpentinitu i vrstevnatosti okolních kampilských sedimentů (obr. 1b). V případě vzorků z lokality Kalinovo-Breznicka může mít význam pouze shoda mezi rotační osou foliace v okolních fylitech a předpokládanou osou rotace ploch 001 ve vzorku S 2 ze sz. serpentinitového tělesa. Korelace maxim pólů ploch 001 s některými, většinou podružnými maximy pólů puklin a dislokací v serpentinitových tělesech ve vzorcích S 3 a S 4 je nejspíše náhodná a nelze ji přikládat velký význam. Cennější je možnost korelace předpokládané osy velmi slabé rotace mřížkových rovin ve vzorku S 5 z Jasova s osou rotace serpentinitových jader.

Ze srovnání studovaných vzorků s okolní strukturou plyne, že v pozitivních případech nejde o shodu maxim, nýbrž pouze o shodu předpokládaných rotačních os. Tato shoda, prokázaná u tří vzorků, z Dobšíně, z Kalinova-Breznicky (S 2) a z Jasova, svědčí o vlivu regionálně tektonických pochodů na jejich výslednou přednostní orientaci. U ostatních vzorků nebyl vztah k regionálnímu plánu deformace horninových souborů obsahujících serpentinitovanou ultrabazika prokázán. Vzhledem k tomu, že vzorky byly odebrány z „jader“ kompaktnějšího serpentinitu, která během deformace rotovala v základní serpentinitové matrix, nelze ve studovaných vzorcích obecnou korelaci orientace serpentinitových minerálů s regionální strukturou ani předpokládat. V případě pozitivní korelace obou typů struktur u shora uvedených vzorků může jít o shodu náhodnou nebo o shodu, která je výsledkem podstatně většího podřízení rotace jader regionálně tektonickým pochodům.

Výsledná orientace serpentinu se formuje přeskupováním serpentinitových minerálů během několikaetapového procesu serpentinizace. Po etapě autometamorfnní (primární) serpentinizace následuje pozdní etapa alometamorfnní (sekundární) serpentinizace, jejíž náznaky (antigoritizaci doprovázenou zmastkováním, chloritizací, karbonatizací a amfibolitizací) je možno pozorovat zejména při okrajích serpentinitových těles na lokalitě Kalinovo-Breznicka. Přímý vztah přednostní orientace serpentinu k primární orientaci minerálů před serpentinizací nebyl prokázán. Přítomnost dvou maxim mřížkových rovin 001, jejichž vzájemný úhel se v některých případech blíží 90°, však naznačuje určitou možnost vzniku nynější stavby deformací již dříve vzniklé „mřížkové struktury“ serpentinitu (viz Němec 1977), která měla zákonitý vztah k primární orientaci minerálů před serpentinizací.

Závěrem bych chtěl poděkovat dr. Z. Pertoldovi, CSc., za četné diskuse o problematice rentgenostrukturní analýzy a za kritické posouzení rukopisu.

Recenzoval Zdr. Pertold

LITERATURA

- Baker, D. W. — Wenk, H. R. — Christie, J. M. 1969: X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. *J. geol.*, 77, p. 144—172. Chicago.
- Baker, D. W. 1970: On the symmetry of orientation distribution in crystal aggregates. *Advances in X-ray Analysis*, 13, p. 435—454.
- Berry, L. G. et al. 1974: Selected powder diffraction data for minerals. *Philadelphia*.
- Decker, B. F. — Asp, E. T. — Harker, D. 1948: Preferred orientation determination using a Geiger-counter X-ray diffraction goniometer. *J. Appl. Phys.*, 19, p. 388—392.

- Gehlen, K. v. 1960: Die röntgenographische und optische Gefügeanalyse von Erzen insbesondere mit dem Zählrohr-Texturgoniometer. *Beitr. Mineral. Petrologie*, 7, p. 340—388. Berlin, New York.
- Hovorka, D. — Dubíková, K. — Gerthofferová, H. — Šamajová, E. — Turan, J. 1981: Serpentine group minerals in the West Carpathian ultramafite bodies. *Mineralia slov.*, 12, s. 481—505.
- Jaroš, J. — Kratochvíl, M. — Zlocha, J. v tisku a: Drobnostруктурná analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov.*
- Jaroš, J. — Hovorka, D. — Kratochvíl, M. — Mock, R. v tisku b: Strukturnoje položenije ofiolitov Zapadnich Karpat i vnutrennoje strojenije serpentinitovyh tel. In: Knipper A. L. (d.): *Ofiolity...*, Moskva.
- Němec, F. 1977: Miskroskopische Studie von Serpentin in Serpentiniten. *Acta Univ. Palackianae Olomouc; Geogr.-Geol.*, 54, p. 77—80, Praha.
- Pertold, Z. 1974: Strukturní výzkum chebských fylitů v oblasti ložiska Tisová ve vztahu k sulfidickému zrudnění. *Manuskript — Úst. geol. věd, přír. fak. KU. Praha.*
- Pertold, Z. 1978: Stratiformní zrudnění prevariského a variského patra Českého masívu. *Manuskript — habilitační práce, přír. fak. KU. Praha.*
- Schmidt, J. 1975: Rentgenografické metody studia vnitřní stavby hornin. *Folia přírodověd. fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol.*, 26, 16, 8, p. 88. Brno.
- Schmidt, J. 1976: Rentgenografická analýza vnitřní stavby brněnského masívu. *Folia přír. fak. Univ. J. E. Purkyně, Geol.*, 28, 17, 11, p. 92. Brno.

X-ray fabric analysis of serpentinite from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

MILOŠ KRATOCHVÍL

X-ray fabric analysis of serpentinite has been realized using an X-ray goniometer equipped with „textural“ head. Investigation followed a detailed mesoscopic study of outcropping serpentinite bodies located in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. in Eastern Slovakia (Jaroš et al. in print). Measurements were realized using the reflection method and each sample has been investigated in three sections mutually perpendicular. Pole figures of 001 plane reflections were obtained with normalized intensity values (pole densities) where the average pole density is expressed by a unit value. Pole densities are expressed as multiples of these units for uniform distribution.

Oriented samples were taken along fissures in serpentinite as no penetrative foliation or lineation were observable. Pole figures were then rotated into a horizontal reference plane and maximum attitude positions were referred to the world poles. Samples were taken from serpentinite “nodules” (a fragment or block piece enclosed by crushed to foliated serpentinite matrix, photo 1) on localities Dobšiná (S 1), Kalinovo-Breznička (S 2, S 3, S 4) and Jasov (S 5). Two types of preferred orientation were found to occur in these samples. The first type with a single or two proximated maxima (Fig. 1f) and the second one with at least two maxima mu-

tually distant 65 to 90° (Fig. 1a, c, d, e).

The intensity of preferred orientation fluctuates between 1.4—1.8 multiples of the average value for uniform distribution. Pole figures referred to world poles were then correlated with diagrams of mesoscopic structural elements (Jaroš et al. in print).

A good consistency between the position of rotation axis of 001 lattice planes in serpentinite mineral and rotation axis of foliation planes in serpentinite (Fig. 1a) and even of rotation planes of bedding surfaces in surrounding rock unit has been found to occur in samples from the Dobšiná locality. On samples coming from Kalinovo-Breznička, only one sample from three revealed accordance between the assumed rotation axis of 001 planes in serpentinite and rotation axis of foliation planes in surrounding phyllite. In samples from the Jasov locality, the axis of slight rotation for 001 planes in serpentinite coincides with the rotation axis of serpentinite “nodules”. The proved consistency between rotation axis in samples mentioned points to the influence of regional-tectonic processes on resulting preferred orientation of 001 lattice planes of serpentinite mineral composing serpentinite “nodules”.

Preložil I. Varga

Zmeny vlhkosti a konzistencie súdržných zemín pod vplyvom zrážok a kolísania hladiny podzemnej vody

MIROSLAV HRAŠNA*, JÁN PAVLECH**

* Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

** Agrostav KZ Bratislava so sídlom v Trnave, Sládkovičova 25, 917 00 Trnava

(10 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 6. 12. 1979

Изменения влажности и консистенция связных грунтов влиянием осадков и колебания подземных вод

Механические и технологические свойства связных грунтов в практике чаще всего обсуждают на основании их влажности и степени консистенции. Их величины получают как правило разовым лабораторным определением. Авторы указывают на неправильность такого подхода и на трёх примерах документируют процесс изменений влажности и консистенции в зависимости от климатических и гидрогеологических условий территории.

Changes of moisture and consistency in cohesive soils due to the influence of precipitates and subsurface water level fluctuations

Mechanical and technological properties of cohesive soils are evaluated most commonly in the practice according to their moisture content and consistency grade. These values are usually obtained by a single laboratory test. The paper demonstrates the unsuitability of such tests and introduces examples on changes in moisture and consistency due to changing climatic and hydrogeological conditions within respective areas from three different localities.

Vlhkosť a konzistencia súdržných zemín sú najdôležitejšími ukazovateľmi ich mechanických a technologických vlastností. Patria medzi kritériá na zaraďovanie zemín do skupín s ohľadom na ich vhodnosť ako podložia komunikácií podľa ČSN 721002 a do tried pre zemné práce podľa ČSN 733050. Od vlhkosti súdržných zemín závisí aj tech-

nológia ich spracovania do násypov. Príliš vysoká alebo nízka vlhkosť môže byť niekedy aj limitujúcim faktorom ich použiteľnosti na istý účel. Vzťahy medzi konzistenciou, pevnosťou a stlačiteľnosťou, resp. priamo „dovoleným namáhaním základovej pôdy“ sú spracované v tabuľkách v mnohých učebniciach a normách a využíva ich aj platná

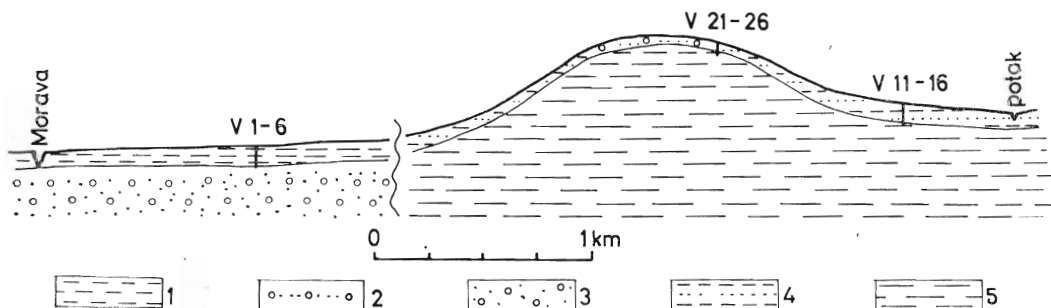
ČSN 731001 pri stanovovaní „odvodneného normového namáhania základovej pôdy“, ako aj pri stanovovaní smerných hodnôt pevnostných a pretvárných charakteristik. Zisťovanie vlhkosti a konzistenčného stavu súdržných zemín je preto jednou z prvoradých úloh inžinierskogeologického prieskumu a treba mu venovať náležitú pozornosť. Pre súčasnú inžiniersku geológiu a mechaniku zemín je však ešte stále príznačné statické hodnotenie fyzikálnotechnických vlastností zemín ako horninových (zemínových) masívov aj ako prírodného stavebného materiálu. Pri riešení geotechnických úloh sa spravidla vychádza iba z jednorazového zistenia vlastností zemín a neberú sa do úvahy ich možné zmeny pod vplyvom dynamiky klimatických, hydrogeologických alebo antropogénnych faktorov. Ale tieto zmeny sú evidentné a v mnohých prípadoch bývajú aj príčinou porušenia stavieb.

Metodika výskumu

V akom rozsahu sa zmeny vlhkosti a stupňa konzistencie súdržných zemín v prírode pohybujú, sme skúmali na

troch lokalitách v rozličných geologických, geomorfologických a hydrogeologických pomeroch v blízkosti Zohora v Záhorskej nížine. Prvá lokalita je v aluviálnych náplavoch Moravy vo vzdialenosti okolo 1 km od rieky, druhá v priúpäťových splachových sedimentoch pod vyvýšeninou, ktorú tvoria neogénne ílovité sedimenty (na povrchu so zvyškami terasových sedimentov), a tretia na okraji tejto vyvýšeniny (obr. 1). Všetky lokality sú v poľnohospodársky obrábanom území.

Na všetkých lokalitách sa v priebehu 14 mesiacov výskumu vyhlúbilo šesť vrtov do hĺbky 1,0—2,0 m. Ich geologický profil je na obr. 2. Z vrtov sa v intervaloch 30—50 cm odobrali porušené alebo neporušené vzorky. Z nich sa zisťovala najmä vlhkosť zeminy a Atterbergove medze, ako aj niektoré ďalšie fyzikálne vlastnosti. Z neporušených vzoriek sa zisťovala i objemová a merná hmotnosť, pri niektorých vzorkách aj oedometrický modul pretvárnosti, priepustnosť a nasiakavosť. Priemerné hodnoty vybraných vlastností jednotlivých zemínových typov v profile vrtov sú v tab. 1. Zeminy sme pomenovali podľa ČSN 721002 s výnimkou časti zemín,

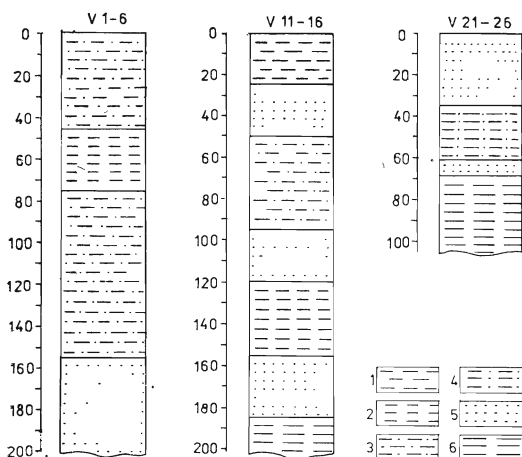


Obr. 1. Geologický profil študovaného územia s vyznačením situácie vrtov

1 — nivné sedimenty, 2 — údolné štrky, 3 — terasové sedimenty, 4 — deluviálne sedimenty, 5 — neogénne sedimenty

Fig. 1. Geological profile of the area investigated with drilling sites

1 — alluvial sediment, 2 — alluvial gravel, 3 — terrace sediment, 4 — delluvial sediment, 5 — sediment of Neogene age



Obr. 2. Geologický profil vrtov V-1 až V-6, V11—16, V21—26

1 — prachovitá hlina, 2 — ílovitá hlina, 3 — piesčitá hlina, 4 — ílovito-piesčitá hlina, 5 — hlinitý piesok, 6 — íl

Fig. 2. Geological profile of drillings V-1 to V-6, V-11 to V-16, V-21 to V-26

1 — silty loam, 2 — clayey loam, 3 — sandy loam, 4 — clayey-sandy loam, 5 — loamy sand, 6 — clay

ktoré sa podľa zrnitosti mali označiť ako hlinitý piesok, ale vykazovali značnú plasticitu. Takéto typy zeminy sa vyskytovali vo vrtoch V1—V6 v hĺbke 75—150 cm, V11—V16 v hĺbke 50—95 cm a vo vrtoch V21—V26 v hĺbke 50 cm.

Klimatické údaje

Podľa Atlasu podnebia ČSSR skúmané územie patrí do teplej oblasti, teplého okrsku, mierne suchého a s mieranou zimou. Priemerná ročná teplota je 8—10 °C, ročný úhrn zrážok 600—700 mm. Priemernú mesačnú teplotu a zrážkový úhrn podľa merania v zrážkomernej stanici Zohor z rokov 1931—1960 uvádza tab. 2. Rozdelenie zrážok [mm] v období hĺbenia vrtov uvádza tab. 3. (Vrty sa hĺbili v dňoch uvedeníých v poslednom stĺpci tabuľky.)

Priemerné hodnoty vybraných vlastností zeminových typov v profile vrtov
Average values of selected properties of soil types in drilling profiles

Tab. 1

Vrty	Hĺbka [cm]	Typ zeminy	Hmotnosť sušiny [g]	Pórovitosť [%]	Medza	
					tekutosti	plasticity
V-1	0—45	piesčitá hlina	1,64	40,5	39,4	20,8
V-6	45—75	ílovitá hlina	1,48	47,3	51,3	21,6
	75—154	piesčitá hlina	1,62	41,4	35,0	16,2
	154—200	hlinitý piesok	1,59	39,1		
V-11	0—24	prachovitá hlina	—	—	30,1	19,2
V-16	24—50	hlinitý piesok	1,58	41,2		
	50—95	piesčitá hlina	1,47	42,5	26,5	15,3
	95—120	hlinitý piesok	1,60	39,0		
	120—155	ílovitá hlina	1,45	45,0	40,6	18,3
	155—185	hlinitý piesok	1,73	33,5		
	185—200	íl (neogén)	1,54	43,8	62,1	22,3
V-21	0—35	hlinitý piesok	1,67	35,0		
V-26	35—61	ílov. hlina piesč.	1,46	42,5	61,5	21,9
	61—68	hlinitý piesok	1,68	35,9		
	68—100	íl (neogén)	1,64	39,6	66,0	21,6

Priemerné mesačné teploty a zrážkový úhrn podľa merania v zrážkovej stanici Zohor z rokov 1931—1960

Average monthly temperatures and total precipitates according to measurerents of the Zohor hydrometeorological station between 1931 and 1960

Tab. 2

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Priemerná teplota [°C]	—1,9	—0,5	4,2	9,6	14,7	17,8	19,9	19,7	15,1	9,7	4,1	0,5
Zrážky [mm]	33	33	33	39	62	71	81	69	40	55	48	39

Zrážky v období hĺbenia vrtov
Precipitations in the time of drilling

Tab. 3

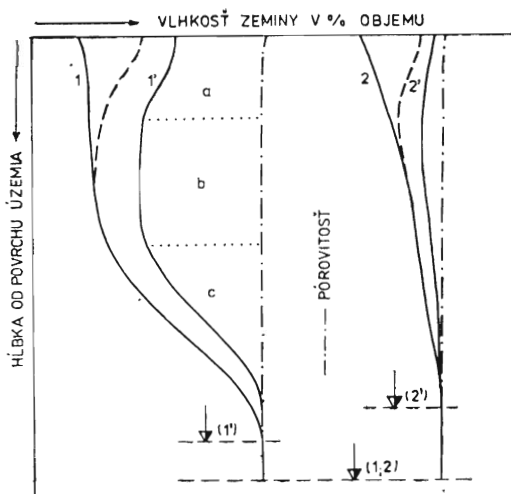
Číslo vrtu	Dátum Množstvo spadnutých zrážok [mm]							
V-1. 11. 12	23. 7. —29. 7. 1976 28,6	30. 7. 1976 0,0	31. 7. 1976 7,2	1. 8. 1976 0,2	2. 8. 1976 0,0	3. 8. 1976 8,2	4. 8. 1976 0,4	5. 8. 1976 0,0
V-2. 12. 22	4. 8.—10. 8. 1976 0,4	11. 8. 1976 0,0	12. 8. 1976 11,0	13. 8. 1976 7,0	14. 8. 1976 0,0	15. 8. 1976 0,0	16. 8. 1976 0,0	17. 8. 1976 0,0
V-3. 13. 23	5. 11.—11. 11. 1976 2,2	12. 11. 1976 0,0	13. 11. 1976 18,8	14. 11. 1976 21,5	15. 11. 1976 3,1	16. 11. 1976 5,2	17. 11. 1976 0,8	18. 11. 1976 0,0
V-4. 14. 24	11. 3.—17. 3. 1977 3,2	18. 3. 1977 0,0	19. 3. 1977 0,7	20. 3. 1977 0,0	21. 3. 1977 0,0	22. 3. 1977 0,0	23. 3. 1977 0,0	24. 3. 1977 0,0
V-5. 15. 25	22. 7.—28. 7. 1977 2,7	29. 7. 1977 0,0	30. 7. 1977 0,0	31. 7. 1977 8,0	1. 8. 1977 6,8	2. 8. 1977 8,3	3. 8. 1977 0,0	4. 8. 1977 0,0
V-6. 16. 62	19. 8.—25. 8. 1977 16,1	26. 8. 1977 0,0	27. 8. 1977 0,0	28. 8. 1977 1,9	29. 8. 1977 0,0	30. 8. 1977 0,0	31. 8. 1977 0,0	1. 9. 1977 0,0

Rozdelenie vlhkosti v zemine

Rozdelenie vlhkosti v zemine nad hladinou podzemnej vody okrem priepustnosti a kapilárnych vlastností zeminy závisí najmä od úrovne hladiny podzemnej vody a jej zmien a od množstva a rozdelenia zrážok. Okrem toho ho ovplyvňuje teplotný režim a výpar (evapotranspirácia).

Čiary 1 a 2 na obr. 3 zobrazujú isté

možné rozdelenie vlhkosti v zemine nad hladinou podzemnej vody v dlhšie trvajúcom období bez zrážok. Čiara 1' zobrazuje isté možné rozdelenie vlhkosti po presiaknutí zrážok po hladinu podzemnej vody (upravené podľa Benetína, 1970). Takéto rozdelenie vlhkosti je spravidla iba v piesčito-hlinitých zeminách, ktoré vzhľadom na relatívne dobrú priepustnosť, výskyt pórov roz-



Obr. 3. Rozdelenie vlhkosti v zemine nad hladinou podzemnej vody

a — zóna kapilárne zavesenej vody, b — zóna minimálnej vlhkosti, c — zóna kapilárne podopretej vody

Fig. 3. Distribution of moisture in cohesive soils over groundwater level

a — zone of capilarily suspended water, b — zone of minimal moisture, c — zone of capilarily supported water

ličnej veľkosti a malú retenčnú vodnú kapacitu umožňujú pomerne rýchle presakovanie infiltrovaných zrážok na hladinu podzemnej vody. V zemine sa pritom vytvárajú tri vlhkostné zóny: zóna kapilárne zavesenej vody (a), zóna minimálnej vlhkosti (b) a zóna kapilárne podopretej vody (c). V málo priepustnej zemine s veľkým nasávacím tlakom (kapilárnou výškou) a veľkou retenčnou vodnou kapacitou sa pri dlhšie trvajúcich zrážkach (infiltrácii) spravidla spája kapilárne zavesená voda s kapilárne podopretou vodou a zóna minimálnej vlhkosti chýba (obr. 3, čiara 2'). Pri menšom množstve zrážok infiltrovaná voda nepresakuje až do podzemnej vody a čiara rozdelenia vlhkosti sa pohybuje v oblasti medzi čiarami 1—1' (2—2'). Tvar čiary závisí od intenzity a množstva zrážok, pôvodnej vlhkosti zeminy a výšky zóny kapilárne

podopretej vody. (Istý možný stav rozdelenia vlhkosti po infiltrácii malého množstva zrážok na obr. 3 znázorňuje prerušovaná čiara.)

Vplyv kolísania hladiny podzemnej vody na výšku (H) a charakter kapilárne podopretej vody znázorňuje obr. 4. Aktívna kapilárna zóna (a) sa vytvára pri stabilnej (1) alebo stúpajúcej (2) hladine podzemnej vody, pasívna kapilárna zóna (p) pri poklese (3) hladiny podzemnej vody. V obidvoch prípadoch sa rozlišuje výška nasýtenej (s) a nenasýtenej (n) časti zóny kapilárne podopretej vody.

V prírodných pomeroch sa rozdelenie vlhkosti nad hladinou podzemnej vody v dôsledku nehomogénosti zemín od uvedeného často odlišuje. Najväčšie rozdiely vznikajú pri výskyte vrstiev s rozličnou zrnitosťou, pričom jemnozrnnější zemina môže byť až nasýtená, zatiaľ čo v priľahlej vrstve hrubozrnejšej zeminy môže byť voľná retenčná vodná kapacita. Ak voda presakuje zhora, môže sa pri výskyte jemnozrnejšej vrstvy menej priepustnej zeminy vytvoriť aj prechodná hladina podzemnej vody.

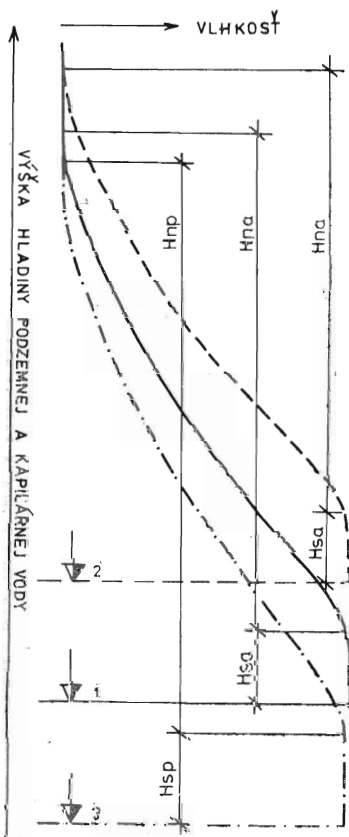
Výsledky výskumu

Ako vidieť na obr. 5, počas výskumu sa menila objemová vlhkosť zemín z lokality vrtov V1—V6 v hĺbke do 100 cm (o 13—19 %). Do tejto hĺbky sa podstatne prejavuje najmä vplyv miestnych klimatických pomerov a rozdelenie vlhkosti dobre korešponduje s rozdelením zrážok (tab. 3). Výnimku tvoria vlhkostné pomery zistené vrtom V4, ktoré ovplyvnilo topenie sa snehu. Na rozdiel od obr. 3 sa v zemine po infiltrácii väčšieho množstva zrážok nevytvárala zóna minimálnej vlhkosti, čo zrejme spôsobil výskyt vrstvy ílovitej hliny, ako aj vysokopoložená hladina podzemnej vody.

Vo väčšej hĺbke, kde vlhkosťné pomery ovplyvňuje najmä úroveň hladiny pod-

zemnej vody, neboli zmeny vlhkosti také intenzívne (v hĺbke od 100 do 150 cm o 13—5 ‰, vo väčšej hĺbke iba do 5 ‰).

Dobrý súhlas so zrážkovými pomermi vykazuje aj rozdelenie vlhkosti znázornené na obr. 6. Čiary 13 a 14, zodpovedajúce väčšiemu množstvu infiltrácie, čiastočne vymedzujú aj zónu mi-

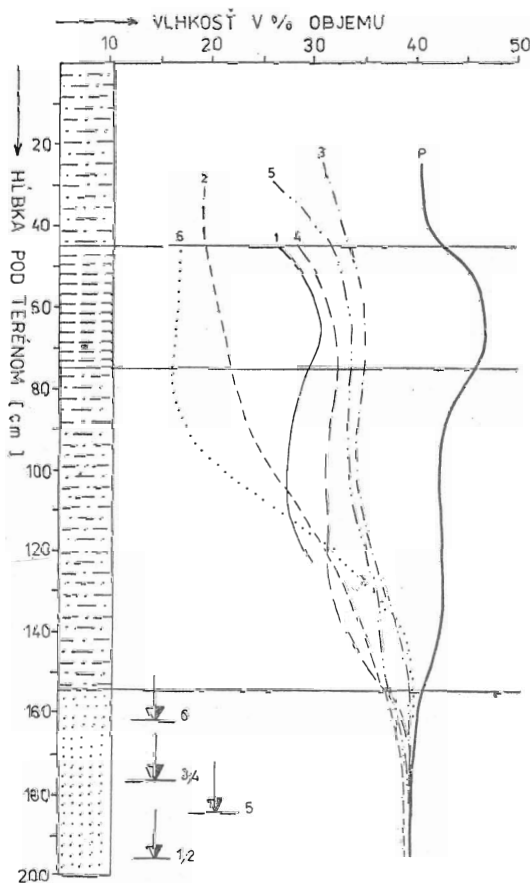


Obr. 4. Vplyv kolísania hladiny podzemnej vody na výšku a charakter kapilárne podporetej vody

Hsa — výška nasýtenej zóny aktívnej kapilárnej vody, Hna — výška nenásýtenej zóny aktívnej kapilárnej vody, Hsp — výška nasýtenej zóny pasívnej kapilárnej vody, Hnp — výška nenásýtenej zóny pasívnej kapilárnej vody, 1 — stabilná hladina podzemnej vody, 2 — zvýšená hladina podzemnej vody, 3 — poklesnutá hladina podzemnej vody

Fig. 4. Influence of groundwater level fluctuation on the level and nature of capillary supported water

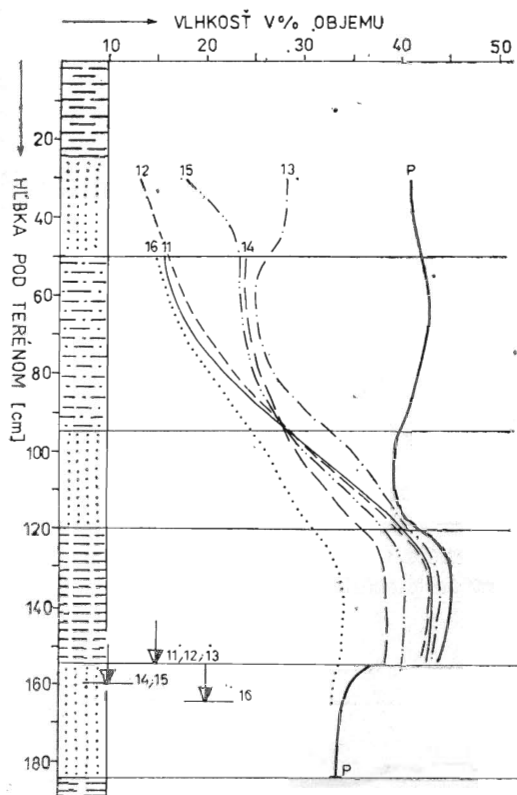
Hsa — head of the saturated zone of active capilar water, Hna — head of the unsaturated zone of active capilar water, Hsp — head of the saturated zone of passive capilar water, Hnp — head of the unsaturated zone of passive capilar water, 1 — stable groundwater level, 2 — elevated groundwater level, 3 — decreased groundwater level



Obr. 5. Zmeny objemovej vlhkosti zemín vo vrtoch V-1 až V-6

Číselné označenie čiar rozdelenia vlhkosti a úrovne hladiny podzemnej vody zodpovedá číslam vrtov. Čiara p označuje pórovitosť zemín. Označenie zemín je rovnaké ako na obr. 2

Fig. 5. Changes of volumetric moisture in soils in drillings V-1 to V-6. Numbers of moisture distribution and of the groundwater level refer to the drilling numbering. Line p means porosity of soils. Soil types according to Fig. 2



Obr. 6. Zmeny objemovej vlhkosti zemín vo vrtoch V-11 až V-16. Vysvetlivky ako pri obr. 5

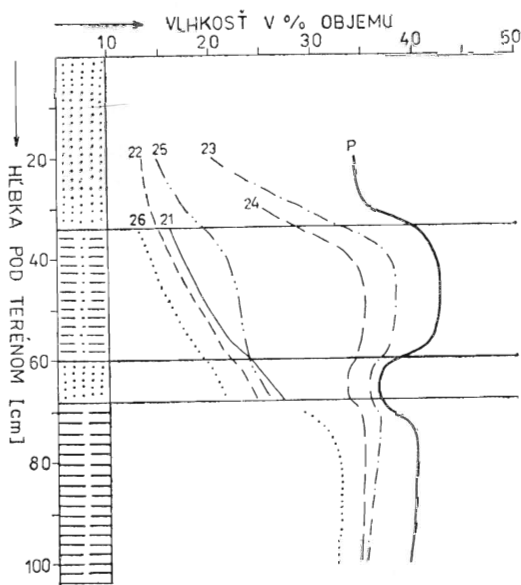
Fig. 6. Changes of volume moisture in soils in borehole V-11 to V-16. Explanations as in Fig. 5

nimálnej vlhkosti. Zmeny vlhkosti spôsobené zrážkami a evapotranspiráciou sa prejavujú najmä vo vrstve piesčitej hliny (7–15 ‰), hlbšie vrstvy ovplyvňuje najmä úroveň hladiny podzemnej vody. Ak hladina podzemnej vody bola na styku ílovitej hliny s podložným hlinitým pieskom, boli zmeny vlhkosti nepatrné (do 2, resp. 5 ‰). Ak bola hladina podzemnej vody vo väčšej hĺbke, znížila sa vlhkosť nadložných vrstiev až o 10 ‰.

Vrty V21–V26 podzemnú vodu nezistili. Možno teda predpokladať, že zmeny vlhkosti v profile vrtov spôsobila výhradne infiltrovaná zrážková

voda a evapotranspirácia. Z porovnania obr. 7 a tab. 3 vidieť, že rozdelenie vlhkosti ovplyvnili najmä zrážky infiltrované v priebehu týždňa pred hĺbením vrtov. Tie boli najväčšie práve pri vrtach V23 a V25 (resp. V24 – topenie sa snehu). Menší význam mali zrážky spadnuté pred viac ako týždňom. Prejavili sa pravdepodobne pri vrte V21 v porovnaní s vrtom V22, aj keď treba brať do úvahy aj teplotné pomery a rozdielnú evapotranspiráciu. Zaujímavé je, že sa zmeny vlhkosti spôsobené zrážkami a evapotranspiráciou prejavili v celej hĺbke vrtov. Z toho vychodí, že aj ílovité zeminy (s veľkou nasávacou silou) môžu odovzdávať vodu hrubozrnejším zeminám (s menšou nasávacou silou), ak je rozdiel ich vlhkosti dostatočne veľký.

Ako vidieť z rozdelenia pórovitosti a vlhkosti na obrázkoch 5–7, nie je spravidla rozhranie vrstiev také ostré,

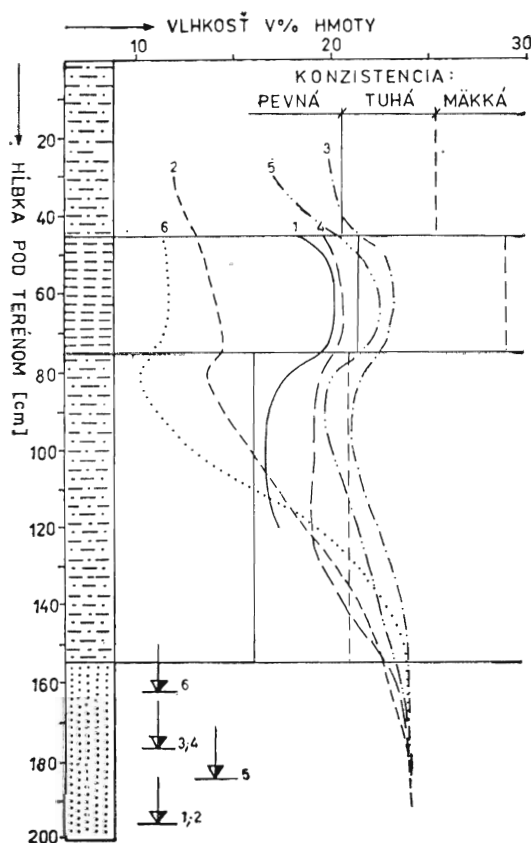


Obr. 7. Zmeny objemovej vlhkosti zemín vo vrtach V-21 až V-26. Vysvetlivky ako pri obr. 5

Fig. 7. Changes of volume moisture in soils in boreholes V-21 to V-26. Explanations as in Fig. 5

ako je znázornené graficky. Výnimku tvorí iba povrch neogénu (obr. 7) a spodná poloha hlinitého piesku vo vrtoch V11—V16, kde je zmena fyzikálnych vlastností pomerne náhla. Hodnota objemovej vlhkosti sa približuje hodnote pórovitosti iba v blízkosti hladiny podzemnej vody, prakticky v nasýtenej časti zóny kapilárne podopretej vody. Vo vyšších zónach sa voľné póry vodou úplne nenapĺňajú ani pri najväčších zaznamenaných zrážkach.

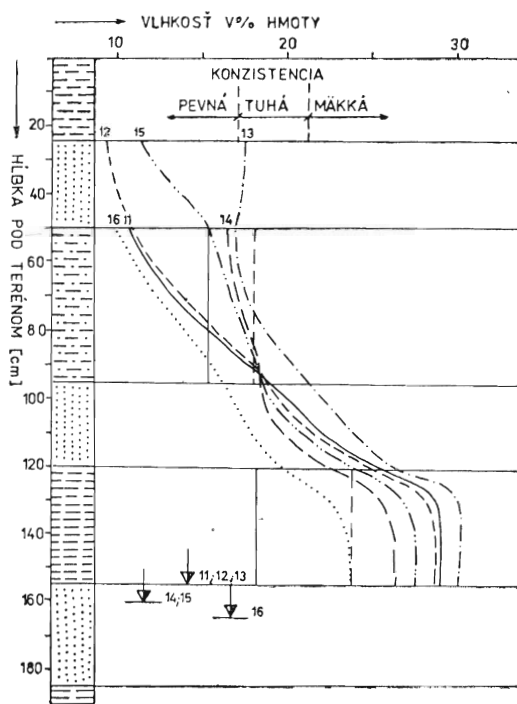
Ako zistené zmeny vlhkosti zemín na jednotlivých lokalitách vplývali na



Obr. 8. Vplyv zmeny vlhkosti zemín na ich konzistenciu vo vrtoch V-1 až V-6. Vysvetlivky ako pri obr. 5

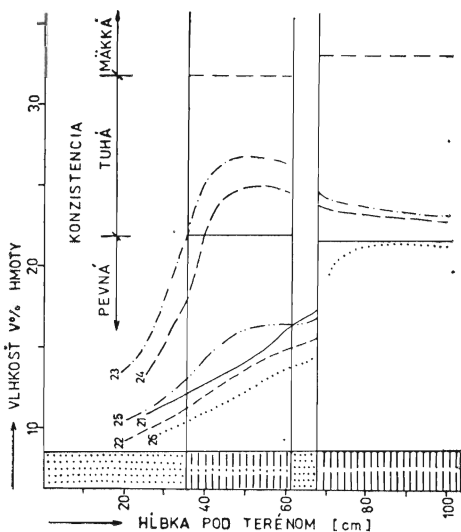
Fig. 9. Influence of moisture change in cohesive soils on consistency in drillings V-1 to V-6. Explanations as in Fig. 5

zmenu ich konzistencie, znázorňuje obr. 8—10. Na lokalite vrtoch V1—V6 najväčšie zmeny v stupni konzistencie — v rozsahu od pevnej konzistencie po mäkkú — boli vo vrstve piesčitej hliny v hĺbke 75—110 cm. V nadložnej vrstve vzhľadom na jej charakter (ílovitá hlina) nastával pri prakticky rovnakých zmenách vlhkosti iba prechod z pevnej konzistencie na tuhú a naopak. Vo väčšej hĺbke, teda v značne nasýtenej časti zóny kapilárne podopretej vody, nastával pri pomerne vysokej vlhkosti zemiňy iba prechod medzi tuhú a mäkkou konzistenciou. Približne rovnaký charakter zmien bol na lokalite vrtoch V11—V16, kde najväčšie zmeny konzistencie (pevná — mäkká) nastávali vo vrstve piesčitej hliny v hĺbke 50—95 cm.



Obr. 9. Vplyv zmeny vlhkosti zemín na ich konzistenciu vo vrtoch V-11 až V-16. Vysvetlivky ako pri obr. 5

Fig. 9. Influence of moisture changes in cohesive soils on consistency in drillings V-11 to V-16. Explanations as in Fig. 5



Obr. 10. Vplyv zmeny vlhkosti zemín na ich konzistenciu vo vrtoch V-21 až V-26. Vysvetlivky ako pri obr. 5

Fig. 10. Influence of moisture change in cohesive soils on consistency in drillings V-21 to V-26. Explanations as in Fig. 5

Vo vrtoch V21—V26 sa zistili zmeny konzistencie iba v rozsahu pevná — tuhá, čo zodpovedá relatívne nízkej vlhkosti zemín vzhľadom na ich charakter. Na nijakej z lokalít sa tvrdá konzistencia zemín nezistila, a preto sme nestanovili ani medzi zmrašťovania.

Pri rozličnej vlhkosti orientačné zisťované oedometrické moduly pretvárnosti zemín po prepočítaní vcelku dobre zodpovedajú smerným hodnotám modulu pretvárnosti podľa ČSN 731001. Ako príklad uvádzame fluvialnu piesčitú hlinu z vrto V1—V6, kde sa pri zafažení vzoriek z hĺbky 1,0—1,5 m v rozmedzí 0,1—0,2 MPa zistil oedometrický modul pretvárnosti 20,2 MPa pri pevnej, 13,0 MPa pri tuhej a 4,7 MPa pri mäkkej konzistencii. Z uvedených hodnôt vidieť, že pri zvýšení vlhkosti súdržných zemín sa nezapĺňali vodou iba voľné póry, ale že zvýšenie, resp.

zníženie obsahu vody malo vplyv na silové väzby medzi časticami zemín, a tým aj na ich mechanické vlastnosti.

Závery

Na základe vykonaného výskumu, ako aj skúseností zo širšieho územia Záhorskej nížiny (Hrašna — Matula, 1975, Hrašna, 1978) možno konštatovať, že najväčšie zmeny v stupni konzistencie pod vplyvom zrážok a kolísania hladiny podzemnej vody nastávajú pri súdržných zeminách s nízkou a strednou plasticitou (ČSN 73001), t. j. pri zeminách, ktoré podľa ČSN 721002 možno označiť ako piesčitú hlinu (hlinitý piesok), hlinu a prachovitú hlinu (prachovitý piesok).

Pri úrovni hladiny podzemnej vody v hĺbke cca 1,5—2,0 m sa konzistencia zemín mení od pevnej po mäkkú, najmä v hĺbke cca 0,5—1,5 m, čo je najčastejšia hĺbka zakladania bežných občianskych i priemyslových stavieb. Je pravdepodobné, že pri nižšej hladine podzemnej vody a občasných vysokých zrážkach môžu takéto zmeny nastávať aj vo väčšej hĺbke. Rovnako aj vplyv hladiny podzemnej vody na zmenu stupňa konzistencie je väčší v územiach, kde je väčšie kolísanie hladiny.

Uvedené možnosti zmien vlastností zemín treba mať na zreteli ako pri opise ich konzistencie, tak aj pri stanovovaní odvodeného normového i výpočtového namáhania základových pôd. Ich správne stanovenie nemôže vychádzať iba z jednorazového zistenia vlhkosti zemín, ale z komplexného rozboru skladby a vlastností základných pôd, ako aj klimatických a hydrogeologických pomerov územia.

Recenzoval I. Šarik, L. Jakubec

LITERATÚRA

- Benetín, J. 1970: Dynamika pôdnej vlahy. Bratislava, VSAV. 215 s.
- Hrašna, M. — Matula, M. 1975: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 25 000. Listy Zohor, Stupava, Dev. N. Ves. [Záverečná správa.] Manuskript — KIGH PFUK Bratislava. 77 s.
- Hrašna, M. 1978: Základná inžinierskogeologická mapa 1 : 25 000. Listy Vysoká pri Morave, Láb, Jabloňové, Kuchyňa. [Záverečná správa.] Manuskript — KIGH PFUK Bratislava. 70 s.
- Pavlech, J. 1978: Zmeny fyzikálnych vlastností súdržných zemín vplyvom zrážok. [Diplomová práca.] Manuskript — KIGH PFUK Bratislava. 56 s.

Changes of moisture and consistency in cohesive soils due to the influence of precipitates and subsurface water level fluctuations

MIROSLAV HRAŠNA — JÁN PAVLECH

According to results of engineering-geological investigations realized and the available experience from the Záhorská nížina lowland area (Western Slovakia), highest changes in cohesive soil consistency occur due to precipitations and related groundwater level fluctuations mainly in cohesive soils of low to medium plasticity (Hrašna — Matula 1975, Hrašna 1978). Such soil types are composed by sandy loam (loamy sand), loam and silty loam (silty sand).

In cases where groundwater level occurs in 1.5 ÷ 2.0 m depth, the soil consistency changes from a solid to a soft one mostly in depths between 0.5 ÷ 1.5 m representing the common depth of foundation for both civil and industrial constructions. It is probable that in cases of deeper groundwater

level and of temporal intensive precipitations such changes do occur in greater depths as well. Similarly, the influence of the groundwater level on consistency changes is more pronounced in areas of considerable groundwater level fluctuation.

Mentioned consistency changes should be considered in cases of consistency description and also at the determination of derived, standardized or calculated bearing pressures. The proper determination of these data should not be based on a single determination of the soil moisture but on a complex analysis of the composition and quality of cohesive soils together with climatic and hydrogeological conditions of the area considered.

Preložil I. Varga

Ochrana životného prostredia pri ťažbe ortuťového ložiska Veľká studňa

JURAJ KNĚSL

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Geologická oblasť Banská Bystrica,
974 00 Banská Bystrica

(2 obr. v texte)

Doručené 3. 3. 1980

Охрана окружающей среды на ртутном месторождении Велька Студня при Банской Быстрице в связи с его эксплуатацией

В заключении геологической разведки ртутного месторождения Велька Студня изучались вопросы охраны окружающей среды этого месторождения. Внимание было уделено косвенному влиянию ртути при эксплуатации. Полученные результаты показывают, что необходимо принять меры для охраны окружающей среды, главным образом в местах, где будет происходить манипуляция с рудой содержащей ртуть, чтобы запретить её вредное влияние в поверхностных водах и воздухе.

Protection of the environment in relation with planned exploitation of the Veľká Studňa mercury deposit near Banská Bystrica

During the final stages of geological prospecting at the Veľká Studňa mercury deposit, the importance of the environment protection against undesirable influence of extracted mercury has been also treated. According to results the mercury mineralization itself within the ore field (the primary toxicity) is recently of greater extent than effects induced by human activity on the deposit (the secondary toxicity). With the aim to ensure protection of the environment around sites where mercury ore will be treated and stored, the mining enterprise should take precautionary measures limiting undesirable contamination of surface waters and the pollution of the atmosphere by mercury.

Okrem priamych dôsledkov baníckej činnosti (zmena tvaru okolia ložiska, vedúca neraz až k devastácii povrchu) je výsledkom ťažby, úpravy a spracúvania nerastných surovín aj znečisťovanie životného prostredia, ktoré v istých prípadoch môže mať aj neželateľné rozmery.

Aj keď pripravovaná ťažba z ložiska Veľká studňa pri Banskej Bystrici bude relatívne malého rozsahu a nebude trvať dlhšie ako 10 až 15 rokov, pôjde o ťažbu suroviny, ktorej finálny produkt (ortuť) je známy toxickými účinkami na živé organizmy. Preto sa niektorým otázkam ochrany životného prostredia

venovala pozornosť už v záverečných fázach etapy vyhľadávacieho prieskumu a budúca ťažobná organizácia (Rudné bane, n. p., Banská Bystrica) v započatých prácach pokračuje.

Niektoré geochemické vlastnosti ortuti

Geochemické vlastnosti ortuti podrobne študoval Saukov (1966). Ortuť je typickým chalkofilným prvkom a má zo všetkých takýchto prvkov najvyšší potenciál ionizácie, s čím priamo súvisí jej schopnosť uvoľňovať sa z rozličných zlúčenín na rýdzi kov. Vrie pri $357,25^{\circ}\text{C}$ a pri normálnej teplote má zistiteľnú tenziu pár. Táto vlastnosť ortuti vedie k jej ustavičnému odparovaniu a k vytváraniu osobitnej ortuťovej atmosféry obaľujúcej Zem. Ale obsah ortuti v atmosfére nie je vysoký a nepresahuje $0,02 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Stredný klark ortuti v zemskej kôre je $7,7 \times 10^{-6} \text{ ‰}$, čo pre povrchovú časť kôry do hĺbky 1 km predstavuje množstvo $1 \times 10^{14} \text{ t}$ ortuti (Saukov, 1966).

V ortuťových ložiskách je iba $0,02 \text{ ‰}$ z celkového množstva ortuti. Ostatok je v stave maximálneho rozptýlenia prevažne v horninách, kde sa jej obsah pohybuje v milióntinách percenta. Doteraz je známych asi 20 minerálov ortuti a synteticky pripravených zlúčenín (pováčšine organických) niekoľko sto. Najrozšírenejším nerastom ortuti je rumelka.

Do atmosféry sa ortuť dostáva prevažne v podobe pary, a to vtedy, ak sa s atmosférou stýka kovová ortuť. Vznik kovovej (tekutej) ortuti v oxidačných pásmach ortuťových ložísk je bežným javom. Pokiaľ sa v niektorých ložiskách ortuť v kovovej forme nevyskytuje, jej neprítomnosť sa vysvetľuje tak, že sa vyparuje rýchlejšie, ako vzniká.

Okrem prirodzeného kolobehu sa

atmosféra obohacuje ortuťou aj vplyvom ľudskej činnosti (spaľovanie uhlia, metalurgické procesy a pod.). Prítomnosť ortuti v atmosfére dokazuje aj jej výskyt v dažďovej vode (v priemere $0,2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$). V priebehu jedného roka spadne na Zem s atmosferickými zrážkami asi 100 000 t ortuti, čo je neporovnateľne viac, ako je súhrn ročnej svetovej ťažby.

Je dokázané, že ortuť je v hodnote okolo milióntin percenta prítomná aj v rozličných organizmoch. O tom, že jej zvýšený obsah v živých organizmoch môže mať nepriaznivé následky, svedčí príklad z Japonska (Zýka, 1973). Tu v rokoch 1955 až 1960 v oblastiach Minamata a Nilgata ochorel značný počet osôb na neznámu chorobu, ktorú sprevádzali vážne neurologické poruchy a ktorá sa často končila úmrtím. V centrálnom nervovom systéme obetí sa zistili vysoké koncentrácie ortuti. Zistilo sa, že chorobu spôsobila konzumácia morských rýb obsahujúcich 5 až 40 mg ortuti v 1 kg. Ryby boli intoxikované priemyselným odpadom vypúšťaným do prímorských riek, ktorý obsahoval metyl — ortuť.

Náčrt a riešenie problematiky v rámci ložiska

Ložisko monometalických ortuťových rúd Veľká studňa je na východnom úbočí Kremnických vrchov približne 10 km na Z od Banskej Bystrice. Povrch jeho bezprostredného okolia tvorí morfológicky členitá hornatina s priemernou nadmorskou výškou 850 m, čiastočne zalesnená, miestami s lúkami a pasienkami. Ložisko je v závere Malachovskej doliny a jeho povrch odvodňuje Malachovský potok, ktorý sa asi v 10 km vzdialenosti od ložiska vlieva z pravej strany do Hrona (v mieste, kde rieka opúšťa priestor banskobystrickej aglomerácie).

Ložisko (Knésl, 1979) je takmer výhradne z rumelky, ktorá vytvára hniezda a polohy bohatej rudy v rozpádavých karbonatických pieskovcoch stredného eocénu. Rýdza ortuť sa vyskytuje iba výnimočne (Knésl et al., 1973) a v zanedbateľnom množstve. Pokusné merania obsahu ortuti v pôdnom vzduchu v bezprostrednom nadloží ložiska (Filo — Medo, 1978) boli negatívne.

Aj keď je ložisko relatívne blízko povrchu a odkrývkový pomer umožňuje exploatovať ho povrchovým spôsobom, uvažuje sa s podzemnou ťažbou. Hlavným dôvodom pre podzemnú ťažbu (okrem devastácie povrchu) je prítomnosť rozsiahlych svahových deformácií v blízkom okolí ložiska, ktoré by pri povrchovej otvárke a ťažbe na relatívne veľkej ploche mohli viesť k porušeniu stability okolitých svahov (Malgot — Mahr, 1977, Grygárek — Svrčina, 1979).

Vyťažaná ruda obsahujúca ortuť v nízkych desatinách percenta sa bude nákladnými autami odvážať na skládku flotačnej úpravnice v Španej Doline (dĺžka trasy je asi 17 km) a pri preprave sa nemožno vyhnúť prejazdu Banskou Bystricou. Uvažuje sa s prepravou niekoľkých desiatok nákladných áut s rudou denne.

Po podrvení a zomletí sa surovina podrobí flotačnému procesu. Kovnatosť vyrobeného koncentráту bude od 5 do 10 % Hg, kovatosť odpadu zachytávaného odkaliskom dosiahne maximálne niekoľko stotín percenta. Koncentrát sa bude odvážať nákladnými autami na železničnú stanicu v Uľanke (trasa dlhá 7 km) a odtiaľ po železnici do ortuťovne v Rudňanoch.

V súvislosti s končiacimi sa geologicko-prieskumnými prácami objednala ťažobná organizácia v ÚVR Košice predbežné posúdenie vplyvov exploatačných a úpravníckych prác na charakter okoliťého prostredia.

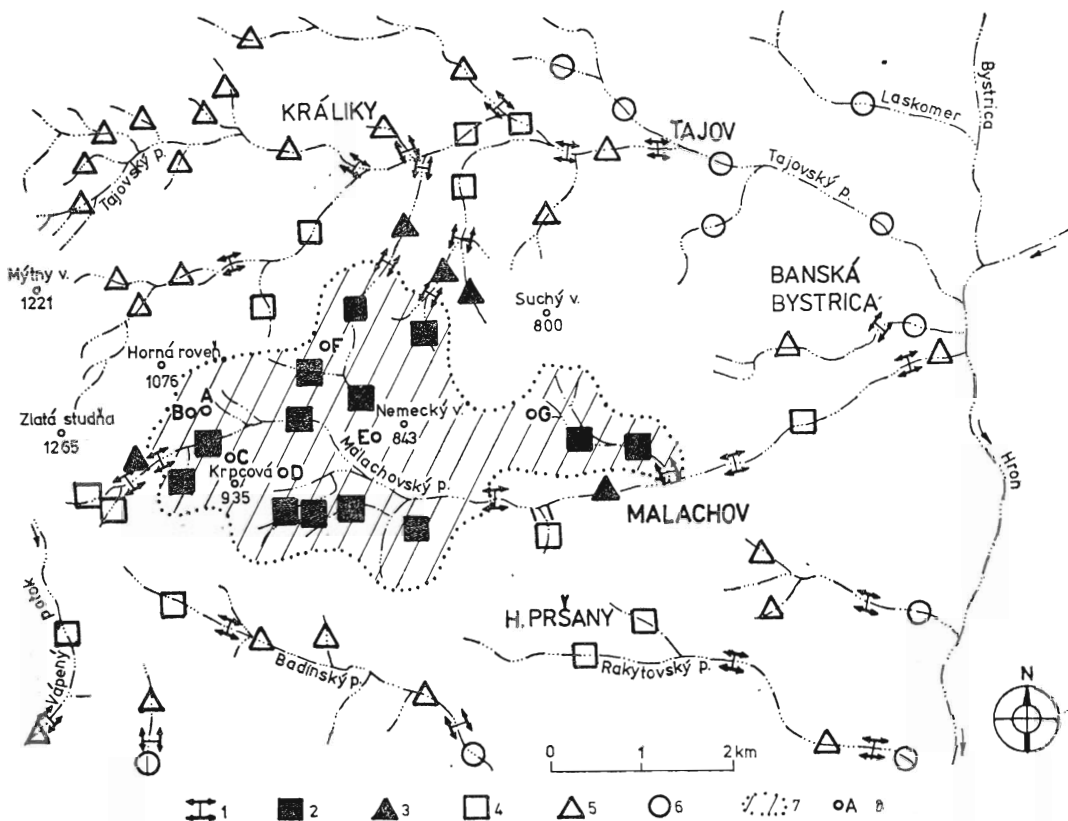
Pri zisťovaní terajšej toxicity vo vodách, pôde a horninách okolia ložiska, teda pri stanovovaní hodnoty toxicity vyvolanej samostatnou prítomnosťou ortuťovej mineralizácie v priestore ložiska a celého malachovského ortuťonosného poľa, sa použili údaje z geochemických prác uskutočnených v celej oblasti Kremnických vrchov počas prvých fáz geologickoprieskumných prác (Knésl et al., 1973). Na základe odberu a mineralogického hodnotenia šlichových vzoriek zo všetkých vodných tokov oblasti bola konštatovaná prítomnosť početných výrazných sekundárnych mechanických aureol rumelky, a to najmä v blízkosti historicky známych baní ortuťovej rudy v malachovskom poli. Ďalšie sekundárne mechanické aureoly rumelky v malachovskom poli indikovali prítomnosť doteraz neznámych ortuťonosných koncentrácií. Výrazné mechanické aureoly rumelky sa zistili aj v ďalších častiach Kremnických vrchov, najmä v oblasti kremnického zlatonosného poľa. Na základe celkového zhodnotenia výsledkov šlichovania sa konštatovalo, že sporadická prítomnosť rumelkových zŕn v ťažkých podieloch šlichových vzoriek je typická pre celú oblasť vrchov.

Zatiaľ čo priemerný obsah zŕn rumelky v šlichových vzorkách odobratých v blízkosti ortuťonosných výskytov sa pohybuje priemerne v stovkách až tisícoch kusov, v širšom okolí týchto výskytov ich počet klesá na desiatky až stovky kusov a ešte aj vo vzdialenosti niekoľkých km od primárnych výskytov je celkom bežný obsah rumelky v jednotkách až desiatkach kusov. Šlichové vzorky odobraté z Malachovského potoka, odvodňujúceho bezprostredné okolie starého ložiskového výskytu Pri jazere, a novovyhladaného ložiska Veľká studňa vykazujú ešte v blízkosti sútoku potoka s Hronom, t. j. vo vzdialenosti asi 10 km od týchto výskytov, obsah zŕn rumelky v desiatkach a ne-

zriedka aj stovkách kusov (obr. 1).

Pôdna metalometria zistila, že pôda v bezprostrednom okolí ortuťonosných

ložísk a výskytov poľa má výrazne zvýšený obsah ortuti (sekundárne aureoly Hg). Obsah Hg sa pohybuje spravidla



Obr. 1. Distribúcia rumelky v šlichových vzorkách vodných tokov malachovského poľa (Kněsl, 1979)

1 — kvantitatívne rozhranie obsahu zŕn HgS v jednotlivých vodných tokoch, 2 — obsah zŕn HgS prevažne nad 1000 ks, 3 — obsah zŕn HgS prevažne v rozmedzí od 100 do 1000 ks, 4 — obsah zŕn HgS prevažne v rozmedzí od 10 do 100 ks, 5 — obsah zŕn HgS prevažne v rozmedzí od 1 do 10 ks, 6 — prevažne nulový obsah zŕn HgS, 7 — plošné ohraničenie úseku malachovského poľa s prevahou obsahu zŕn HgS nad 100 a 1000 ks (územie s primárnou toxicitou), 8 — jednotlivé ložiská a výskytory ortuťovej mineralizácie poľa: (A — Veľká studňa-východ, B — Veľká studňa-západ, C — Pri jazere, D — Dolná skala, E — Nemecký vrch, F — Králický ortuťový vrch, G — Trávný Ždiar)

Fig. 1. Cinnabar distribution in fluvial deposits over the Malachov ore field (Kněsl 1979)

1 — quantitative boundaries limiting equal cinnabar content in panning samples, 2 — cinnabar content mostly over 1,000 grains, 3 — cinnabar content mostly in the 100—1,000 grains range, 4 — cinnabar content mostly in the 10—100 grains range, 5 — cinnabar content mostly in the 1—10 grains range, 6 — mostly samples devoid of cinnabar, 7 — areal extent of samples with 100 to 1,000 cinnabar grains over the Malachov ore field (the area polluted by primary toxicity), 8 — single deposits and occurrences of mercury mineralization in the ore field (A — Veľká Studňa East, B — Veľká Studňa West, C — Pri jazere locality, D — Dolná skala locality, E — Nemecký vrch hill locality, F — Králický ortuťový vrch hill locality, G — Trávný Ždiar locality)

v tisícinách, miestami aj v stotinách percenta, výnimočne až v desatinách percenta. Prítomnosť rumelky (v ojedinelých prípadoch až v stovkách kusov) sa konštatovala aj v ťažkých podieloch šlichových vzoriek odobratých z pôdy v bezprostrednej blízkosti pripovrchových ortuťonosných výskytov. Výsledky pôdnej metalometrie súčasne poukazujú na výraznú migráciu ortuti v pôde, ktorá je výsledkom gravitačného účinku morfológicky členitého terénu (včítane účinku zosuvov). Na metalometrických profiloch vedených naprieč dolinami potokov sa zistil zvýšený obsah ortuti v pôde v nížinných častiach profilov, ktorý v istých prípadoch prevyšuje aj hodnoty sekundárnych anomálií Hg vyvolaných prítomnosťou pripovrchovej ortuťovej mineralizácie.

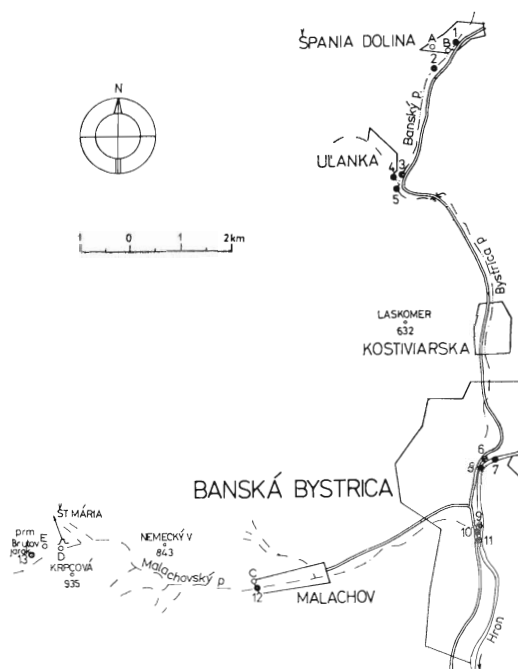
Z výsledkov metalometrie primárnych hornín (litogeochemia) vyplynulo, že horniny paleogénu v porovnaní s petrograficky a stratigraficky odlišnými horninovými typmi obsahujú výrazne vyšší obsah ortuti. Najvyšší obsah ortuti sa zistil v paleogénnych zlepencoch (primárne aureoly Hg v priestoroch jednotlivých výskytov malachovského poľa).

Z uvedeného jednoznačne vychodí, že zvýšený obsah ortuti v pôde a horninách a prítomnosť rumelky v ťažkých podieloch jemných frakcií vodných tokov a pôd je v blízkosti ortuťonosných výskytov primárneho pôvodu, teda je vyvolaný migráciou ortuti (prípadne zŕn rumelky) pochádzajúcej z týchto výskytov. Široký rozptyl ortuti a rumelky je aj dôsledkom deštrukcie výskytov hypergennými a gravitačnými procesmi.

Toxicita v pôde, horninách a vode v blízkosti ortuťonosných výskytov nezávisí od ľudskej činnosti a je výsledkom prítomnosti ortuťovej mineralizácie v tejto oblasti. Takúto toxicitu možno označiť ako primárnu a je charakteristickým príznakom všetkých ortuťonosných ložísk (sekundárne a primárne

aureoly Hg). Geochemické metódy, bohato aplikované najmä v počiatočných fázach vyhľadávania týchto ložísk, sú založené práve na prítomnosti primárnej toxicity v ich okolí.

V rámci vyhľadávacieho prieskumu ložiska pracovníci ÚVR Košice pokusne merali obsah ortuti vo vode a voľnom ovzduší vybraných objektov ložiska (Leško — Borošová, 1977). Miesta odberu vzoriek vyznačuje obr. 2.



Obr. 2. Mapa geochemických vzoriek ortuti vo vode a vo vzduchu (Leško — Borošová, 1977)

1 — stanovenie ortuti vo voľnom ovzduší, 2 — stanovenie ortuti vo vode

Fig. 2. Geochemical sampling map for mercury (Leško — Borošová, 1977)

1 — atmospheric sample site, 2 — surface water sample site

Vzorky vody sa odoberali zo 14 odberných bodov. Odberné body 1 až 8 boli v blízkosti flotačnej úpravnice Špania Dolina, 9 až 12 v povodí Malachovského potoka odvodňujúceho povrch lo-

žiska, 13 v povodí potoka Brutov jarok z priestoru západne od ložiska a odberný bod 14 bol priamo v prieskumnej štólnej ložiska. Pretože sa vzorky vody odoberali v období, keď sa v úpravni spracúvala ortuťová ruda z prieskumných banských diel ložiska (prevádzkové skúšky), výsledky získané z bodov 2, 3, 5 a 6 prinajmenšom podstatne ovplyvnili flotačný proces úpravy rudniny. Najvyšší obsah ortuti bol v bode 2, umiestnenom priamo pod odkaliskom úpravne.

Vzorky 9, 10 a 11, odobraté v blízkosti sútoku Malachovského potoka s Hronom (okolo 10 km od ložiska), ako aj vzorka 12, odobratá asi 5 km od ložiska, vykazujú nepatrný, príp. nulový obsah Hg. Vo vzorke 14, situovanej priamo v prieskumnom prekope, bol najvyšší obsah Hg vôbec (0,080 mg. $l^{-1}H_2O$). Je to pochopiteľné, pretože ide o podzemnú vodu pochádzajúcu priamo z rudonosného súvrstvia. Relatívne vysoký obsah Hg bol aj vo vzorke 13 (Brutov jarok v nadloží západného pokračovania ložiska — 0,035 mg. $l^{-1}H_2O$). To v plnom rozsahu potvrdzuje údaje o primárnej toxicite vody konštatované z výsledkov geochemických prác.

Pracovníci ÚVR Košice orientačne zisťovali aj obsah ortuti vo vodách celej oblasti malachovského poľa. Zvýšený obsah (v niektorých prípadoch prevyšujúci príslušnú ČSN) namerali vo viacerých vzorkách, a to najmä z prameňov vytekajúcich v blízkosti výskytov paleogénnych hornín. V roku 1978 pracovníci Hutného projektu Brno analyzovali 4 vzorky vody z priestoru ložiska Veľká studňa. Výsledky boli v podstate totožné s výsledkami prác ÚVR (Bílý, 1979).

Obsah ortuti vo voľnom ovzduší zisťovali pracovníci ÚVR Košice na 5 stanovištiach (Leško — Borošová, 1977, ich situáciu zachycuje obr. 2). Najvyšší ob-

sah Hg (0,095 mg. m^{-3}) bol nameraný na stanovišti A, teda v bezprostrednej blízkosti dočasnej skládky ortuťovej rudy v priestore úpravne Špania Dolina. Stanovištia B (vchod do úpravne) a C (horný okraj obce Malachov, asi 5 km od ložiska) vykázali nepatrné hodnoty. Pomerne značný obsah Hg (od 0,009 do 0,092 mg. m^{-3}) sa zistil na stanovišti D (ústie prieskumnej štolne Mária) a E (ubytovací priestor v blízkosti prieskumnej štolne). Podľa nameraných výsledkov (merania sa uskutočnili v zimnom období, v letnom období by boli hodnoty pravdepodobne o niečo vyššie) možno konštatovať, že ortuť z rudy čiastočne sublimuje do ovzdušia, ako to ukazujú výsledky meraní na stanovištiach A, D a E.

Záver

V rámci vyhľadávacieho prieskumu sa na ložisku monometalických ortuťových rúd Veľká studňa skúmali aj niektoré otázky súvisiace s ochranou životného prostredia pred nežiadúcimi vplyvmi vyvolanými znečistením okolia ložiska účinkom uskutočnených prieskumných a uvažovaných dobývacích a úpravníckych prác. Pri posudzovaní vplyvu ložiska a ľudskej činnosti na ložisku na kontamináciu okolitého prostredia ortuťou sa využili poznatky z geochemických prác, ako aj výsledky meraní ÚVR Košice.

Obsah ortuti, ktorý bol zistený vo voľnom ovzduší v pracovnom prostredí ložiska a v bezprostrednej blízkosti skládky ortuťovej rudy v priestore flotačnej úpravne Špania Dolina, poukazuje na to, že pri prieskumných banských prácach, pri skladovaní a úprave rudy nastáva krátkodobý prínos ortuti do ovzdušia v blízkosti pracovných objektov. Obdobne sa krátkodobo zvyšuje obsah ortuti v povrchových vodách.

Toto konštatovanie poukazuje na potrebu dlhodobo sledovať obsah ortuti vo vodách a voľnom ovzduší v blízkosti priestorov, kde sa s ortuťovou rudou manipuluje, ako aj na potrebu dodržiavať všetky preventívne ochranné opatrenia proti nežiadúcemu znečisťovaniu okolia ortuťou (výber vhodného miesta na skládku rudy, inštalácia potrebných zariadení maximálne obmedzujúcich rozptýl a vyparovanie rudy na skládke, výber vhodného miesta na uskladnenie odpadu z úpravne).

Ložisko Veľká studňa je v blízkosti prímestskej rekreačnej oblasti Banskej Bystrice vo východnej časti Kremnických vrchov. Ukazuje sa, že táto časť vrchov je na rekreačné účely nevýhodná. Poukazuje na to rozšírený zvýšený obsah ortuti v horninách a pôde územia a zvýšený obsah ortuti vo vode, ktorý v mnohých prípadoch prekračuje hranicu stanovenú ČSN (vo vodárenských tokoch je povolený obsah Hg maximálne $0,0001 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, v úžitkovej povrchovej vode $0,005 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Podiel sekundárnej toxicity, t. j. intoxikácie okolia vyvolanej prieskumnou, baníckou a úpravníckou činnosťou, je v porovnaní s primárnou toxicitou, zapríčinenou samotnou prítomnosťou ortuťových rúd v danej oblasti, minimál-

ny a viaže sa výlučne na bezprostredné okolie objektov, v ktorých sa s ortuťovou rudou manipuluje.

Recenzoval I. Kravjanský

LITERATÚRA

- Bíly, F. 1979: Stanovení rtuti v povrchových vodách v oblasti ložiska Malachov. *Manuskript — Interprojekt Brno*. 5 s.
- Grygárek, J. — Svrčina, Z. 1979: Návrh hlubinného dobývání Hg ložiska Veľká studňa-východ. *Manuskript — Úst. pro výzk. rud Praha*. 66 s.
- Kněsl, J. et al. 1973: Kremnické pohorie — VP, Hg rudy. Závěrečná správa o stave prieskumných prác k 31. 12. 1972. *Manuskript — Geol. priesk. Spiš. N. Ves*. 196 s.
- Kněsl, J. 1979: Geologické pomery ložiska ortuťových rúd Veľká studňa. *Mineralia slov.*, 11, s. 327—342.
- Leško, O. — Borošová, E. 1977: Stanovenie Hg vo voľnom ovzduší a vode v oblasti ložiska Malachov a úpravne Spánia Dolina. *Manuskript — Úst. pre výsk. rud Košice*. 13 s.
- Malgot, J. — Mahr, T. 1977: Sliding area Veľká studňa. *Guide to the Post-Symposium excursions: Landslides and other mass movements in the Carpathian region. Praha, IAEG*, pp. 34—38.
- Filo, M. — Medo, S. 1978: Geofyzikálna správa z lokality Malachovské pole, Hg rudy, oblasť Dolná skala. *Manuskript — Geofyzika Bratislava*. 24 s.
- Saukov, A. A. 1966: Geochimija. *Moskva, Nauka*, s. 454—464.
- Zýka, V. 1973: Hrozí svetová „geochemická“ katastrofa? *Geol. průzk.*, 15, č. 5, s. 141—144.

Protection of the environment in relation with planned exploitation of the Veľká Studňa mercury deposit near Banská Bystrica

JURAJ KNĚSL

In the course of geological prospecting of the Veľká Studňa mercury deposit near Banská Bystrica town, Middle Slovakia, the protection of the environment against undesirable pollution and contamination induced by human activity has been investigated. For this purpose, the results obtained by geochemical sampling (panning prospecting and soil geochemistry) were used and further additional

measurements have been realized by the Ore Research Institute Košice (Leško — Borošová 1977).

Obtained results prove increased mercury content in the atmosphere over the deposit and the ore stock yard of the dressing and flotation plant. Moreover, in the course of underground prospecting by mining workings and the ore storage and dressing, the at-

mospheric mercury content increased for short time close to the working site. Similarly, mercury pollution has been found to occur in surface waters around the working site. This indicates the need of long-time checking of the mercury content in springs, surface waters and atmosphere around the sites where mercury ore is manipulated. Moreover, precautionary measurements are needed with the aim to limit undesirable pollution of the environment by mercury which include the choice of suitable places for the ore stock yard, the design and installation of suitable facilities against mercury evaporation at this stock yard and the choice of suitable location of wastes coming from the dressing plant.

The Veľká Studňa deposit is located near to the recreation area of the Banská Bystrica town in the eastern part of the Krem-

nické vrchy Mts. According to results, the site is unsuitable for such purposes due to higher mercury content of rocks, soils, fluvial sediments, springs and surface waters in the area concerned. In many cases, the amount of mercury in springs and surface waters is higher than the limit allowed by Czechoslovak Standard.

Results confirmed only small areal extent of pollution in the environment induced by prospection, mining and dressing facilities (secondary toxicity) compared with natural contamination due to the presence of the mercury mineralization itself (the primary toxicity). Under such circumstances, the pollution effect of the secondary toxicity is restricted to the nearest surroundings of the deposit and the flotation plant itself.

Preložil I. Varga

RECENZIA

Juraj Wernher: **Podivuhodné vody na Spiši**. Martin, Osveta 1980, 24 s.

Pri príležitosti 30. výročia založenia inžnierskogeologickej a hydrogeologickej organizácie IGHP Žilina vydala roku 1980 Osveta Martin najstarší dokument o našich vodách. Táto vzácna publikácia z obdobia humanizmu — Podivuhodné vody na Spiši — bola v čase svojho zrodu prvou svojho druhu u nás a mimoriadnym prekvapením nielen pre našich vzdelancov, lež aj pre celú učňú Európu. Pre nás je dokladom nezvyčajného záujmu o vody a začiatkom ich systematického poznávania. V celom spise sú zaujímavé údaje, osobitne o exploatacii vôd v Smolníku na získanie medi. Je aj dokladom o liečebnom a technickom využívaní tejto vody v ďalekej minulosti. Dielko (24 strán) z latinského originálu *Hypomnematum de aquis in Scepusio admirandis* preložil Augustin Rebro. Vyšlo nákladom 4000 výtlačkov. Kniha je pútavá a jej príťažlivosť zvyšuje pekná grafická úprava, v ktorej sú vedľa seba pôvodný latinský text a jeho slovenský preklad. Radi by sme uvítali pravidelnejšie vydávanie podobných publikácií, ktoré oboznamujú s dávnou históriou problematiky, ktorú dnes riešime v širokom rozsahu. A to najmä dnes, keď hydrogeológia na Slovensku veľmi pokročila a naše poznatky siahajú nielen na vonkajšie prejavy vôd na povrchu, ale aj hlboko pod zemský povrch.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Helena Gerthofferová: **Zisťovanie pravosti vltavínu elektrónovým mikroskopom**

Z výskumu morfológie vltavínu, vulkanického skla (obsidiánu, perlitu) a umelého skla (fľaškového) v elektrónovom mikroskope vychodia nasledujúce závery:

Zatiaľ čo v prírodnom skle má základná hmota globulárnu stavbu, vo vulkanickom skle sú navyše mikrolity, v umelom skle globulárna stavba chýba, ale hojné sú v ňom mikrolity.

Medzi originálne znaky submikromorfológie vltavínu s globulárnou stavbou a bez mikrolitov patrí fluidita, vlnkovanie základnej hmoty, ako aj prítomnosť uzavrenín rozličných foriem SiO_2 , morfológicky nápadne odlišných od mikrolitov. Svojrážnu morfológiu vltavínu potvrdzuje aj prítomnosť sferul rozmanitého tvaru (rotačný kužeľ, elipsoid, slza, zohnutá kvapka, vzácne guľa).

Podľa zistených charakteristických vlastností vltavínu možno identifikovať tektonické sklo a odlíšiť ho od vulkanického a umelého skla. Pritom je dôležité, že sa pri identifikácii elektrónovou mikroskopiou neporušuje skúmaný povrch geologickej vzorky tektitu ani vltavínového šperku.

Diapirizmus, najmä granitoidný, a možné súvislosti

JÁN BABČAN

Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

(14 obr., 2 tab. v texte)

Doručené 25. 5. 1979

Диапиризм (особенно гранитный) и возможные связи

В работе обосновано значение диапировой формы транспорта материалов. На основании анализа диапиризма каменной соли приходим к аналогии с гранитоидными и другими диапирами на определённом этапе их перемещения, когда они передвигаются в пластическом состоянии, без наличия расплавов. Различный способ внедрения гранодиоритовых диапиров замечается при их различном действии на окружающие породы. Это может быть причиной, почему гранитоидные породы являются один раз стерильные, другой раз рудоносные.

Diapirism, mainly of granitoids and possible connections

The paper emphasizes the importance of diapiric forms of the mass transport. An analysis of the physical substance of rock salt diapirism reveals analogies between the latter and that of granitoids and other diapirs in certain phases of their emplacement when intrusive bodies move in plastic state without the participation of melts. The different manner of penetration of granitoid diapirs is manifested by their different action on surrounding rocks what may explain why represent the granitoids at places sterile rock masses but ore-bearing massifs at different occasions.

Málokto si uvedomuje, že premiestňovanie zložiek endogénnych procesov, endogénna migrácia látok patrí medzi najdôležitejšie a pritom najzložitejšie geochemické, ale aj všeobecné geologické procesy. Zvykli sme si dosť jednostranne sa uspokojovať s opisom migrácie látok, najmä v geochemických súvis-

lostiach, tak ako ho svojho času podal ešte A. E. Fersman a rozšíril najmä A. A. Saukov (1954). Zdôrazňujeme pritom vnútorné a vonkajšie faktory migrácie prvkov, ale zabúdame na pôdstatu migrácie a vôbec na možnosti uplatnenia sa jednotlivých spôsobov migrácie látok v procesoch endogénne-

ho vzniku hornín, rúd a pod.

Vezmime si napr. migráciu látok z hlbších zón zemskej kôry alebo z pláňa. Tu už treba riešiť iné otázky a iné súvislosti, o ktorých sa, pochopiteľne, za čias Fersmana uvažovalo ináč ako dnes.

Pre migráciu látok v dimenzii spodná kôra — vrchná kôra alebo plášť — kôra sa dnes prichádza s teóriou diapirického premiestňovania alebo prenikania. Diapirizmus pôvodne predstavoval premiestňovanie tuhých látok spôsobom zodpovedajúcim vlastne tečeniu. Dnes sa do diapirizmu zaraďuje aj premiestňovanie tavenín. Všeobecne však diapirizmus, a to tak tuhých látok, ako aj tavenín nie je všestranne teoreticky podložený.

V tomto príspevku sa pokúsime zhrnúť niektoré doterajšie teoretické závery o diapirizme, zovšeobecniť ich a využiť na vysvetlenie niektorých geologických javov.

Diapirizmus ako geologický proces

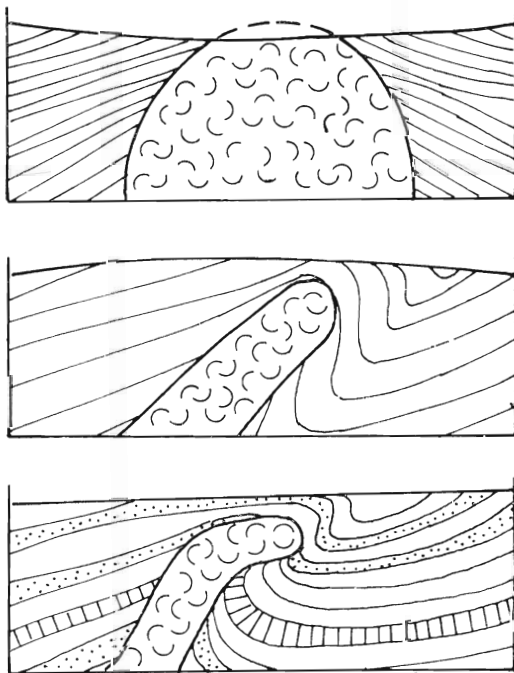
Termín diapirizmus zaviedol do geologickej praxe už v roku 1910 rumunský geológ českého pôvodu L. Mrazec (A. Holmes 1965). Termín je od gréckeho slova *διαπειρω*, v doslovnom preklade prerážam. Pôvodne sa pod pojmom diapirizmus rozumel osobitný typ vrásnenia spočívajúci v prerážaní vyšších vrstiev, zvyčajne v antiklinále, hlbšie ležiacimi, plastickejšími vrstvami antiklinálneho jadra. L. Mrazec odvodil tento typ procesov z rumunských soľných ložísk (obr. 1). Soľné diapíry najrozmanitejších tvarov boli opísané z rôznych miest, niektoré dokonca z relatívne veľkej hĺbky oceánov, napr. v Mexickom zálive z hĺbky 4000 m atď.

Podrobné pozorovania soľných diapírov ukázali, že sa diapirizmus na procesy vrásnenia neviaže. Na základe experimentov T. J. Parkera a A. N. McDovella (1955), uskutočnených na

sústave asfalty — íly, sa dnes diapirizmus vysvetľuje ako prerážanie alebo výstup plastických alebo ľahších hornín menej plastickými horninami vyvolaný tlakom nadložia, nadložných vrstiev.

Popri soľných diapíroch boli opísané aj tzv. bahenné diapíry, napr. z ústia rieky Mississippi v Mexickom zálive, ďalej z ústia rieky Sv. Magdalény v Karibskom mori na území Venezuely atď. Ich vznik sa vysvetľuje ako vytlačanie ílu, ktoré spôsobuje nadložný piesok hromadený v ústiach riek. Piesok spôsobuje lokálne preťaženie ílových sedimentov, ktoré vo forme diapíru (niekedy majú priemer až niekoľko sto metrov) prerážajú nadložné piesočné vrstvy a môžu sa dostať až nad vodnú hladinu.

Istou geologickou osobitosťou sú ľadové diapíry, tvoriace sa pri výstupe



Obr. 1. Niektoré typy soľných diapírov podľa L. Mrazeca (1915)

Fig. 1. Some types of salt diapirs according to L. Mrazec (1915)

spodnej vody vrstvami večne zamrznu-tej zemskej pôdy, napr. v Kanade a na Sibíri. V ústí rieky Mackenzie v seve-rovýchodnej Kanade sa takéto útvary označujú ako pingos. Dosahujú výšku až 40 m, na úpätí majú priemer až 300 m (A. Holmes, l. c.).

Isté analógie, najmä v tvare, aké na-chádzame medzi soľnými a granitoid-nými pňami, viedli už v minulosti k myšlienke pokladať aj granitoidné intrúzie za diapíry. Podobnosť ich vzni-ku sa odvodzovala z podobnosti tvarov, a teda z pravdepodobnosti rovnakého formovania, predovšetkým na princípe vytlačovania. Ale podstata granitoidné-ho diapirizmu je iná, pretože podľa do-terajších náhľadov, v prípade granitoid-ných, ale aj iných diapírov ide výhrad-ne o výstup tavenín alebo aspoň materiálu obsahujúceho istý podiel taveniny (P. J. Vyllie 1971, J. Verhoogen et al. 1970), zatiaľ čo pri soľných diapíroch by mala vystupovať len tuhá soľ.

Dnes sa v súvislosti s novými tekto-nickými teóriami uvažuje o podstatne širšom uplatnení sa diapirizmu. Diapi-rizmus by mal vysvetľovať dopĺňanie materiálu v riftových zónach a mal by byť vo všeobecnosti jedným z najdôle-žitejších prejavov komunikačného spo-jenia, napr. medzi plášťom a zemskou kôrou. Je samozrejmé, že na tomto úse-ku je ešte veľa problémov, veď ani soľ-ný diapirizmus nie je doteraz zo všet-kých stránok teoreticky vysvetlený.

Diapirizmus kamennej soli a jeho fyzi-kálna podstata

Popri diapirických útvaroch menšie-ho, lokálneho významu, aké poznáme napr. z niektorých stassfurtských ložísk, sú veľké diapírové pne a dómy kamen-nej soli známe z rozličných miest zem-ského povrchu. Väčšina soľných diapí-rov sa končí pod zemským povrchom,

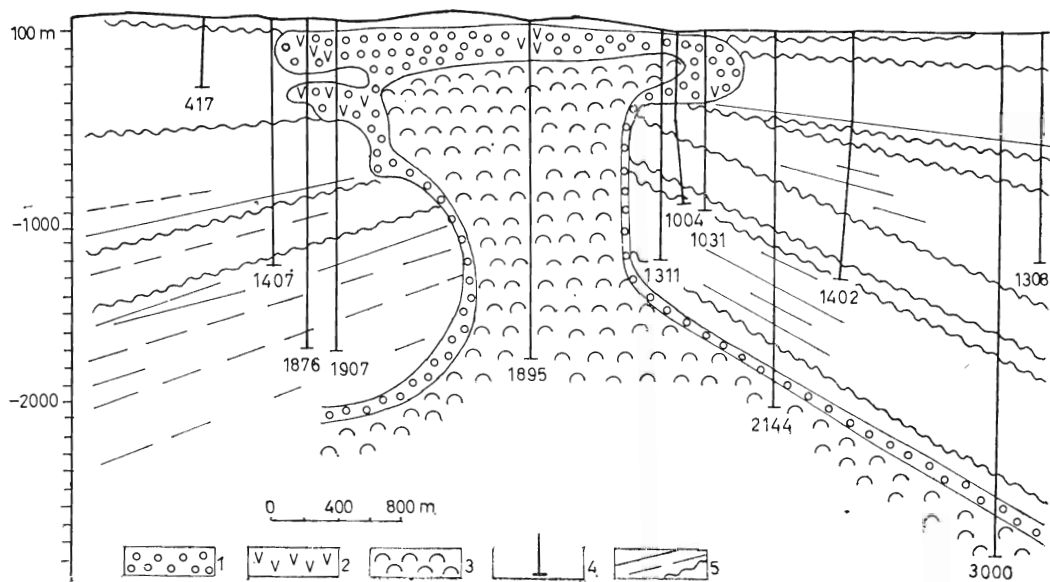
len pomerne málo ich prerazilo až na povrch. Pne a dómy kamennej soli ne-majú rovnaké rozmery a ich priemer je od niekoľko sto metrov do 6 aj viac kilometrov. Napr. na pobreží Labradoru sa zistilo niekoľko veľkých soľných dó-mov a najväčší z nich má priemer 12 km.

Vrstvy alebo základne, z ktorých soľ-né diapíry vystupujú, nie sú doteraz tak detailne preskúmané ako samostat-ný výskyt diapírov. Prekvapujúce je, že väčšinou ide o hĺbku okolo 3000, ale aj viac metrov. Tak napr. v depresii Sixbye v Mexickom zálive v hĺbke 3510 m (L. Don Leet — S. Judson 1971) vyčnieva nad dnom mora soľný peň pokrytý rozmanitými sedimentmi, kto-rý má podľa geofyzikálnych meraní zá-kladňu v hĺbke viac ako 3000 m.

Na ruskej tabuli neďaleko od Kyjeva sa zistil a detailne geologicky a seizmic-ky preskúmal väčší počet soľných pňov. Schematický profil jedného z nich s vy-značenými štruktúrami je na obr. 2. Pôvodná vrstva soli tu vystupuje z hĺbky okolo 2500 až 3000 m. Z približ-ne rovnakej hĺbky vystupujú ďalšie pne tejto oblasti. Z nich napr. gesenský a lejskovský vychádzajú zo spoločného súvrstvia, pričom vlastné soľné diapíry sú od seba vzdialené okolo 28 km (E. M. Ljutkevič 1975).

Na severoamerickom pobreží Louisia-ny boli asi 16 km od ústia rieky Mississippi zistené 3 soľné pne (obr. 3) vyrastajúce zo spoločného základu. Zá-kladňa diapíru je v hĺbke okolo 5000 m, vzdialenosť krajných diapírov presahuje 40 km.

V Perzskom zálive je zistených viac ako 200 soľných diapírov, niektoré sú v mori, iné na iránskom pobreží. 80 z nich vychádza na povrch a väčši-nou prerážajú mezozoické a terciárne vápence. Denudovaný biely povrch dia-pírov pripomína vzhľadom ľadovce. Niektoré soľné diapíry tu majú v prie-



Obr. 2. Seizmický a geologický profil romenského soľného pňa (E. M. Ljutkevič 1975)

1 — nerozčlenené brekcie, 2 — diabázy, diabázové brekcie, 3 — kamenná soľ, 4 — vrty, 5 — stratigraficky nesúhlasné vrstvy

Fig. 2. Seismical and geological profile of the Romenian salt diapir (E. Lutkevich 1975)

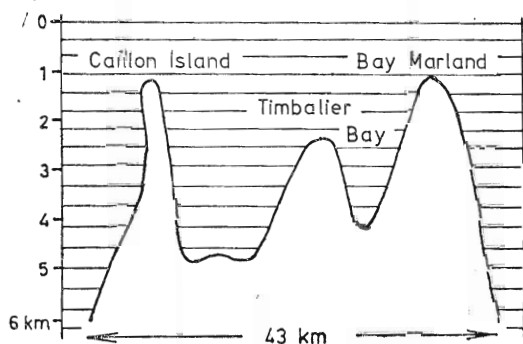
1 — undifferentiated breccia, 2 — diabase, diabase breccia, 3 — rock salt, 4 — drilling, 5 — discordant beds

mere viac ako 6,5 km a dosahujú výšku vyše 1200 m n. m.

Zo všetkých štruktúrnych a textúrnych znakov soľných diapírov vychodí, že sa soľ pri migrácii neroztavila ani nerozpustila, že sa musela premiestniť tečením v tuhom stave. V praxi sa tento stav označuje ako plastický, ale to presne nevystihuje podstatu vlastného procesu tečenia týchto útvarov. Teoreticky azda obostojí iba konštatovanie, že kamenná soľ „tečie“ vďaka svojej väčšej plasticite v porovnaní s nadložnými a okolnými horninami, pričom jej tečenie je výsledkom pôsobenia tlaku týchto hornín.

Na vysvetlenie podstaty tečenia tuhých látok si treba pripomenúť niektoré fyzikálne poučky. Tuhé látky, ako je známe, pri zaťažení tlakom môžu v podstate podľahnúť trom druhom deformácií. Pri pružnej deformácii tuhé teleso

pôsobením tlaku zmenší svoje rozmery a zmení tvar, ale po zrušení tlaku nadobudne pôvodný stav. Plastická deformácia nastupuje spravidla po pružnej a znamená trvalú zmenu rozmerov



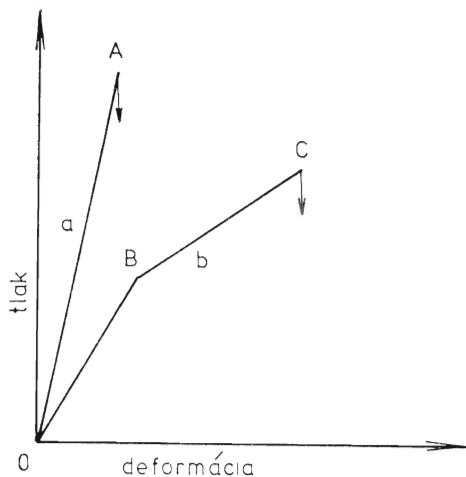
Obr. 3. Schematické znázornenie sústavy soľných diapírov v oblasti Luisiany, USA (A. Holmes 1952)

Fig. 3. Schematic presentation of salt diapir system in Luisiana, U. S. A. (A. Holmes 1952)

a tvaru, ale kompaktnosť materiálu, podmienená väzbami medzi časticami telesa, sa zachováva. Ak sa poruší kompaktnosť materiálu, nastáva tretia deformácia — deštrukcia, rozrušenie. Závislosť tlak — deformácia v jednotlivých prípadoch zmien schematicky znázorňuje obr. 4.

Materiály, ktorých závislosť medzi tlakom a deformáciou má tvar krivky *a*, sú v oblasti *0 — A* pružné a v bode *A* nastáva ich deštrukcia. Deštrukcia sa môže prejavíť vznikom trhlín, rozpadom agregátu na menšie častice, medzizrnovým posunutím častíc atď. Krivka *b* zodpovedá materiálu, ktorý je v oblasti *0 — B* pružný a v bode *B* sa stáva plastickým. Bod *C*, podobne ako bod *A* na krivke *a*, zodpovedá deštrukcii materiálu a charakterizuje vlastne jeho pevnosť. Bod *B* sa označuje ako tzv. prah tečenia, body *A* a *C* zodpovedajú medzi pevnosti daných materiálov.

Podstata pružnej deformácie tuhých látok sa vysvetľuje napätím vyvolaným pôsobením tlaku na väzby medzi elek-

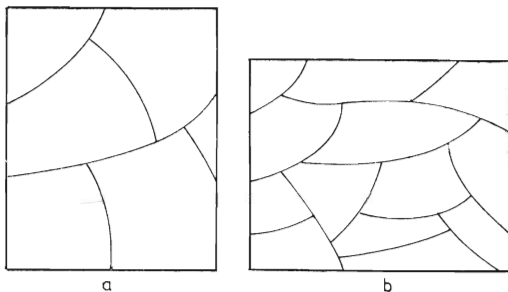


Obr. 4. Schematické znázornenie závislosti tlak — deformácia tuhých telies (podrobnosti v texte)

Fig. 4. Schematic presentation of relations between pressure and deformation in rigid bodies (explanation in the text)

trónmi a atómami kryštálových štruktúr. Po uvoľnení tlaku napätý stav mizne a teleso sa vracia do pôvodného stavu. Pri kovoch a tuhých kryštalických látkach možno pružnú deformáciu vypočítať zo zmenených medzirovinných a medzivrstvových vzdialeností.

Plastickú deformáciu označovanú ako tečenie na rozdiel od pružnej deformácie nepodmieňuje zmena vzdialeností stavebných častíc tuhých látok a ani celkový objem sa pri nej nemení. Pri plastických deformáciách kryštalických látok, napr. kovov (obr. 5), sa mení štruktúra, a to niekoľkými základnými spôsobmi. Translačné posunutie jednotlivých častí kryštálov je výsledkom pôsobenia tlaku na istý kryštalografický smer tuhej látky. Štruktúrna mriežka sa tu nemení.



Obr. 5. Priebeh plastickej deformácie kovov
Fig. 5. The course of plastic deformation of metals

Pre niektoré kryštály je základným typom plastickej deformácie zdvojčatenie, pri iných vznik rozličných typov posunu, resp. sklzu, napr. rotačného, translačného alebo rotačného s translačným a pod., ktorého výsledkom môžu byť ohnuté kryštály atď. Tento typ deformácie sa na röntgenografických záznamoch zvyčajne prejavuje rozmazaním stôp.

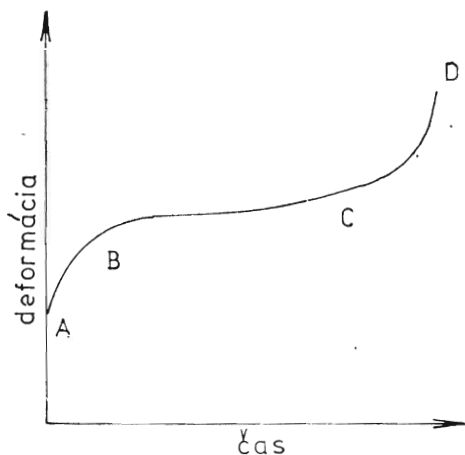
Pri teplote blízkej bodu topenia tuhých látok môže nastať deformácia spôsobená procesom samodifúzie, pri ktorej

sa v smere pôsobenia tlaku látka rozkladá alebo rozpúšťa a uvoľnené častice sa difúzne premiestňujú do nezaťaženého smeru.

V polykrystalických látkach, akými sú napr. horniny, závisí plastická deformácia od plastických deformácií jednotlivých kryštálov či zŕn a od vlastností medzikryštalických vrstiev (tmelu). V horninách sa plasticita môže prejavovať v plastických zmenách jednotlivých ich minerálov, ako aj vo vzájomných sklzoch minerálnych zŕn tvoriacich horninu.

Vplyv teploty na všetky tri druhy deformácií tuhých telies sa dá logicky očakávať a vysvetliť. Celková pevnosť, a teda deštrukčná deformácia, sa so stúpajúcou teplotou posúva k nižšiemu tlaku. Podobne sa mení aj pružnosť telies. Plasticita sa pri zohrievaní vždy zvyšuje tak, že so stúpajúcou teplotou schopnosť tečenia tuhých materiálov vzrastá, ale celkovo sa medze tečenia znižujú (posúvajú k nižšiemu tlaku). Vychodí to z faktu, že rastúca teplota uľahčuje priebeh všetkých procesov spätých s plastickou deformáciou.

Všetky tri druhy deformácie tuhých látok, teda pružnej, plastickej a deštrukčnej, sú vo vzťahu ku geologickým materiálom závislé od druhu materiálu, teploty, času, všestranného tlaku a v prípade hornín aj od tlaku pórovej výplne. Z toho vyplýva, že pružnosť, pevnosť ani plasticita nie sú pre horniny jednoznačnými veličinami. Príčiny názorne vysvetľuje obr. 6. Pri konštantnom tlaku môže závislosť deformácia — čas nadobudnúť všetky tri spomínané druhy. Bod A zodpovedá okamžitej pružnej deformácii materiálu. Úsek A — B sa nazýva úsekom nestacionárneho alebo primárneho tečenia, úsek B — C je úsekom pseudoviskózneho alebo sekundárneho tečenia prebiehajúceho s konštantnou rýchlosťou. V bode C sa začína úsek zrýchleného tečenia, ktorý sa končí de-



Obr. 6. Schematické znázornenie závislosti deformácia — čas pri tuhých telesách pri konštantnom tlaku (podrobnosti v texte)
Fig. 6. Schematic presentation of the relation between deformation and time in rigid bodies at constant pressure (explanation in the text)

štrukciou materiálu v bode D.

Zo znázornenia vychodí, najmä vo vzťahu ku geologickým materiálom, mimoriadne veľká úloha časového faktora. Pre javy diapirizmu sú iste významné najmä úseky A — B — C, ktoré znamenajú, že pri nemeniacom sa tlaku môžu nastať veľké plastické deformácie geologických objektov pri dostatočne dlhom časovom priebehu. V. Menzel a V. Schreiner (1975) zistili na vzorkách priemernej stassfurtskej soli veľmi zaujímavé údaje o vzájomnej súvislosti relatívnej deformácie vzoriek (ϵ), času a použitého tlaku (obr. 7). Krivky potvrdzujú jednak súvislosť medzi veľkosťou deformácie a pôsobením tlaku, jednak uvedené súvislosti medzi veľkosťou deformácie, teda prakticky tečenia, a času.

Z predchádzajúcich úvah sa dá vyvodiť konštatovanie aplikovateľné najmä na geologické objekty, že všesmerný tlak znižuje efekt prakticky všetkých typov deformácií pri ináč rovnakom tlaku, ako to vyplýva z obr. 8. V prírode

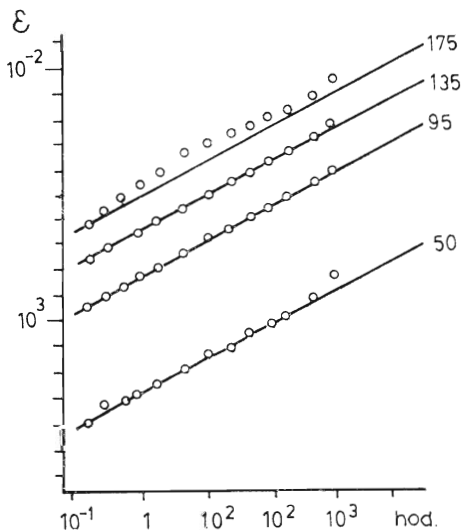
sú tieto javy evidentné. Preto sa deformačná charakteristika hornín, minerálov a pod. udáva pomocou tzv. diferenciálneho tlaku $\Delta\sigma$ vypočítaného zo vzťahu

$$\Delta\sigma = \sigma_1 - P_v$$

kde $\Delta\sigma$ je diferenciálny tlak, σ_1 celkové zataženie skúšanej vzorky jednostranným tlakom a P_v všesmerný tlak.

V tab. 1 sú údaje o okamžitom pôsobení diferenciálneho tlaku na NaCl pri rozličnom všesmernom tlaku a pri nerovnakej teplote. Údaje sú doplnené aj hodnotami pre medzu pevnosti skúšaného materiálu.

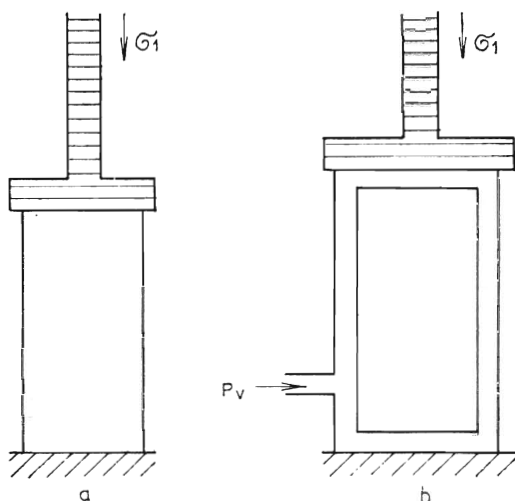
Pórový tlak alebo tlak plyných a kvapalných látok uzavretých v póroch horniny (P_p) pôsobí proti všesmernému tlaku. Pri presnom hodnotení diferenciálneho tlaku sa pórový tlak zisťuje v nezataženej hornine a vo vzorci pre diferenciálny tlak sa prejavuje v aditívnej forme čiže



Obr. 7. Krivky závislosti relatívnej deformácie stassfurtskej soli a času (V. Menzel — V. Schreiner 1975)

ε — relatívna deformácia = l/l_0 , čísla pri krivkách zodpovedajú použitému tlaku 10^5 Pa
Fig. 7. Graphs of dependence between relative deformation in Stassfurt rock salt and time (V. Menzel — V. Schreiner 1975)

ε — relative deformation = l/l_0 , numbers at curves mean the used pressure = 10^5 Pa



Obr. 8. Vplyv všesmerného tlaku na efekt deformácie tuhých telies a — pôsobenie jednostranného tlaku σ_1 , b — pôsobenie všesmerného tlaku P_v a jednostranného tlaku σ_1

Fig. 8. The influence of hydrostatic pressure on the effect of deformation of rigid bodies a — effect of uniaxial compression σ_1 , b — effect of hydrostatic pressure P_v and of uniaxial compression σ_1

$$\Delta\sigma = \sigma_1 - P_v + P_p$$

Plastické deformácie látok sa vyjadrujú zložitými exponenciálnymi vzťahmi. Veľmi názorne sa tieto deformácie dajú vyčítať z kriviek závislosti diferenciálny tlak — stupeň deformácie. Obr. 9 znázorňuje priebeh deformácie vzoriek syntetického NaCl zostrojený na podklade údajov tab. 1.

Z grafu sú zreteľné všetky spomenuté súvislosti. Vyšší všesmerný tlak a nižšia teplota posúvajú plasticitu alebo tečenie kamennej soli k vyšším hodnotám diferenciálneho tlaku a naopak. Na veci nič nemení fakt, že sa v grafoch za základ zobrali hodnoty pre syntetickú soľ. Prirodzené vzorky soli, ako to ukazuje tab. 1, majú príslušné hodnoty podstatne vyššie.

Doteraz sme si vysvetlili príčiny a javy, ktoré diapirizmus kamennej soli vyvolávajú. Tečenie kamennej soli pod-

Závislost deformácie NaCl od teploty, všesmerného a diferenciálneho tlaku, medza pevnosti (D. Handin 1966)

Dependence of NaCl deformation upon temperature, hydrostatical and differential pressure, compressive strenght (D. Handin 1966)

Tab. 1

Teplota °C	Všesmerný tlak 10 ⁵ Pa	Diferenciálny tlak 10 ⁵ Pa				Medza pevnosti 10 ⁵ Pa	Celková deformácia %
		deformácia (%)					
		1	2	5	10		
24 ¹	0	50	100	260		260	7,7
	25	60	130	220	380	440	21,8
	100	170	370	540	680	770	28,2
	530	310	480	600	740	830	40
	1180	390	540	750	840	1080	70
	2850	540	620	840	1040	1180	15,1
24 ²	1010	110	150	220	300	580	30,5
150	1010	80	100	140	180	260	23,6
24	2020	140	160	230	320	630	29,3
150	2020	90	110	140	190	330	28,2
300	2020	80	90	90	90	100	30,8

¹ Prirodzená soľ, Texas

² Syntetická soľ

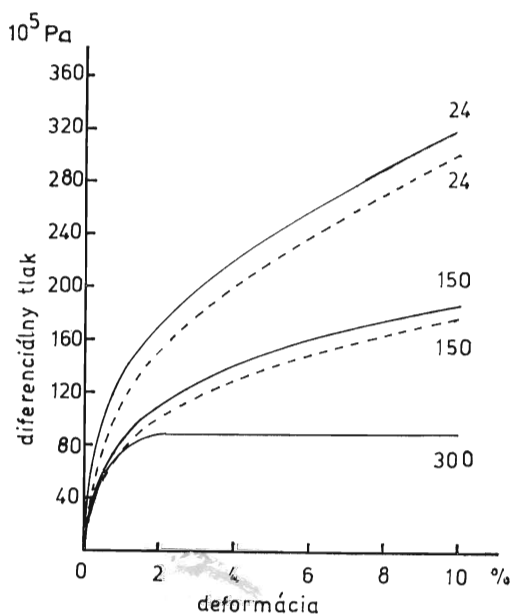
¹ — natural salt, Texas

² — synthehic salt

mieňujú plastické vlastnosti kryštálov NaCl pri ich zaťažení tlakom. Zo súvislosti medzi výsledkami pôsobenia všesmerného a diferenciálneho tlaku vychodí, že kamenná soľ môže tiecť len

tým smerom, ktorým sa môže plasticky deformovať, čiže v horninovom systéme len vo smere oslabeného pôsobenia tlaku (obr. 10).

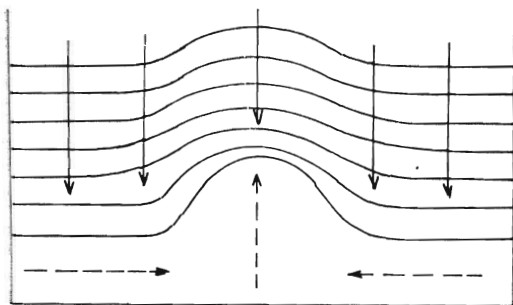
Takýmto miestom oslabeného tlaku je miesto výstupu diapíru. Dnes sa vedú spory o tom, či toto oslabené miesto je prirodzeným slabým miestom, napr. v systéme sedimentov, alebo je dôsledkom tektonickej poruchy. Vzhľadom na iné možné diapíry, napr. bahenné alebo granitoidné, môžu byť pravdepodobné obidva dôvody.



Obr. 9. Grafické znázornenie deformácie syntetického NaCl v závislosti od diferenciálneho a všesmerného tlaku a teploty

Prerušované krivky sú pre všesmerný tlak 101 MPa, neprerušované pre 202 MPa, čísla pri krivkách udávajú teplotu skúšok, podklady na zostrojenie grafu sú z tab. 1

Fig. 9. Graphical plot of deformation of synthetic NaCl depending on the differential and hydrostatic pressure and temperature. Intermittent curves indicate hydrostatic pressure of 101 MPa, continuous curves mean 202 MPa, numbers at curves represent the temperature used at tests. The graph is plotted from data in Tab. 1



Obr. 10. Schematické znázornenie pôsobenia tlakov v priebehu diapirizmu

Fig. 10. Schematic presentation of pressure effects during diapirism

V odbornej literatúre sa často stretávame s údajmi napr. o tlakoch, pri ktorých kamenná soľ tečie. Z poznatkov, ktoré sme sústredili, vyplýva, že niekedy ide o dosť skreslené údaje, pretože zvyčajne neberú do úvahy také dôležité faktory, ako je teplota a čas. Tieto faktory majú v geologických podmienkach, a to práve vo vzťahu k tvorbe diapírov, a, ako uvádzame neskoršie, nielen pri kamennej soli, neobyčajný význam.

Tlakové podmienky výstupu diapíru kamennej soli sa zatiaľ hodnotia veľmi ťažko. Podľa obr. 10 jednoznačnú hodnotu zodpovedajúcu litostatickému tlaku majú nadložné vrstvy sedimentov nad vrstvou kamennej soli a nad vystupujúcim diapírom. Tlak vystupujúceho solného pňa má charakter priestorového vektora, pričom v centrálnej časti diapíru môže výsledný tlak dosahovať značné hodnoty. Nejde už len o tlak rovnajúci sa litostatickému tlaku nadložných hornín, ale aj o prekonanie ich pevnosti a súdržnosti.

Z časového sledovania veľkosti deformácie vyplýva, že sa so vzrastajúcim časom deformácia zväčšuje, a z toho ďalej vychodí, že rovnaký deformačný účinok možno vyvolať nižším tlakom, ak pôsobí dlhší čas. Z toho sa dá vyvodíť aj záver, že rozbehnutý diapirický aparát môže mať relatívne veľkú zotrvačnosť a v prípade kamennej soli vy-

svetľuje pomerne ľahké premiestňovanie solnej masy.

V súvislosti s pohybom diapíru treba ešte zdôrazniť jednu dôležitú spojitosť, a to trenie, ktoré deformáciu sprevádza. Trenie produkuje teplo, zvýšená teplota uľahčuje deformácie, znižuje viskozitu pohybujúcej sa soli, čo sa opäť priaznivo premieňa v diapirickom procese.

Granitoidný diapirizmus

Diapirizmom kamennej soli, jeho podstatou a niektorými súvislosťami sme sa zaoberali pomerne širšie, a to preto, aby sme získané poznatky mohli použiť ako modelové na vysvetlenie diapirických javov pri granitoidných intrúziách, najmä preto, že takých pomerne presvedčujúcich poznatkov, aké sme mali pri kamennej soli, pri granitoidoch prakticky niet.

Termín diapirizmus vo vzťahu ku granitoidným horninám po prvý raz použil C. E. Wegmann v r. 1930. Nehľadiac na to, že jeho vysvetlenie granitizačných procesov má obmedzený význam, patrí Wegmannovi v tomto smere priorita. Veď téměř všetky intrúzie granitoidných hornín zobrazené na rozličných rezoch a schémach už na prvý pohľad veľmi pripomínajú diapíry kamennej soli. Pretože rozšírenie a tvar granitoidných intrúzií sú všeobecne známe, nebudeme sa výskytom granitoidných diapírov podrobnejšie zaoberať, ale ako zvláštnosť pripomenieme geofyzikálnymi meraniami overenú sústavu granitoidných intrúzií Cornwallskej vrchoviny a blízkyh ostrovov (obr. 11).

Pred diskusiou o širších súvislostiach granitoidného diapirizmu uvedieme niektoré údaje o mechanických vlastnostiach granitoidných hornín. V tab. 2 je niekoľko údajov o pevnosti a deforma-

Závislost deformácie niektorých granitoidných hornín od teploty, všesmerného a diferenciálneho tlaku, medza ich pevnosti (D. Handin 1966)

Dependence of deformation of some granitoid rocks upon temperature, hydrostatical and differential pressure, compressive strenght (D. Handin 1966)

Tab. 2

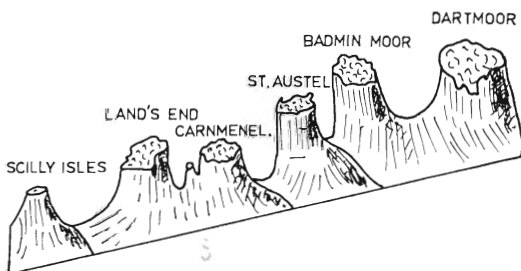
Druh horniny	Teplota °C	Všesmerný tlak 10 ⁵ Pa	Diferenciálny tlak 10 ⁵ Pa				Pevnosť 10 ⁵ Pa	Cel- ková deformácia ‰
			deformácia (‰)					
			1	2	5	10		
granit Silver Plan.	150 500	1010 5050	1 470 2 490	3 010 5 150	8 100	7932	3 290 8 280	2,7 17,0
granit Wasterlay	24	5070	7 250	14 700	19 800		20 800	6,4
	300	5070	6 080	11 680	16 190		16 600	8,1
	500	5070	6 030	9 000	11 250	9950	11 290	23
	800	5070	2 500	4 750	6 150	6050	6 200	15
granodiorit St. Claud Min.	150 500	1010 5070	1 470 3 230	3 600 6 090	9 250	9270	8 220 9 320	3,7 19,2
kremeň (II cv)	24	0	7 000	14 000			25 000	4,8
	24	2580	12 500	24 000			51 000	4,8
	24	5070	14 500	28 000			52 000	4,3
	500	5070	8 200	16 500			30 000	4,8
	600	5070					19 000	4
	800	5070	7 500	12 600	14 000		20 000	12,4

ciach granitoidných hornín sledovaných podobným spôsobom ako pri kamennej soli.

Z údajov tabuľky treba zdôrazniť niekoľko pozoruhodností. Rozdiely medzi hodnotami deformácie dvoch vzoriek granitov sú dosť veľké, ale podobný jav možno zaregistrovať aj pri NaCl a iných typoch hornín. Pre obme-

dzený počet základných údajov nemôžno jednoznačne tvrdiť, že napr. granodiorit vykazuje všeobecne väčšiu pevnosť, ako aj celkovú deformovateľnosť ako granit. Veľmi zaujímavé sú rozdiely v deformáciách medzi kremeňom ako podstatnou zložkou granitov a granodioritov a týmito horninami, najmä pri vyšších hodnotách všesmerného tlaku.

O plasticite granitu, a tým aj možnosti jeho tečenia sa dá usudzovať z grafického znázornenia závislosti diferenciálny tlak — deformácia na obr. 12. Je pochopiteľné, že vyššia teplota plastickej deformácie granitu podstatne zväčšuje a podmieňuje tak jeho tečenie. Granit môže podľa týchto údajov „tiecť“ aj v neroztavenom stave podobne ako kamenná soľ, čiže granitový diapír môže vnikať do oslabených miest iných komplexov hornín bez toho, že by vo svojom okolí vyvolával javy kontaktného metamorfizmu, aké očakávame pri

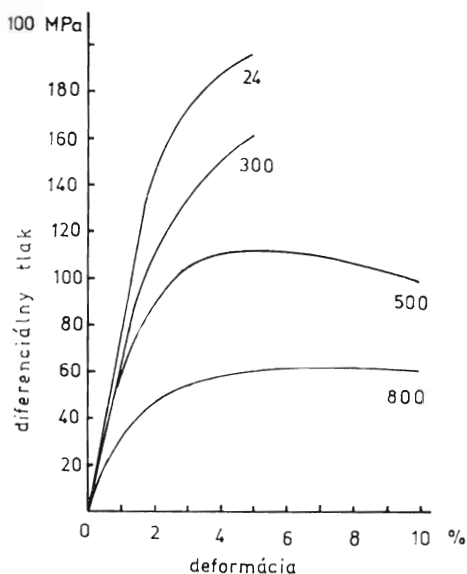


Obr. 11. Granitoidné intrúzie v Cornwalle a Devone (A. Holmes 1965)

Fig. 11. Granitoid intrusive bodies in Cornwall and Devonshire (A. Holmes 1965)

pohybe granitoidnej magmy, teda taveniny. Ako je známe, zaznamenali sa aj prípady stykov žula — okolné horniny a takéto konštatovanie môže tento jav vysvetľovať.

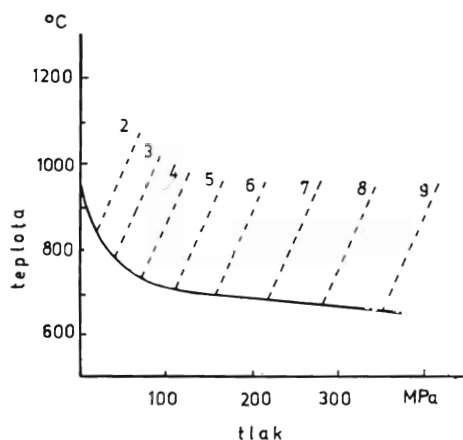
Teplotné údaje o podmienkach intenzívneho tečenia granitov (obr. 12) sa zdajú byť relatívne vysoké. Ale treba si uvedomiť, že údaje obr. 12 a tabuľky 2 sa týkajú tzv. suchého granitu, ktorý sa topí pri cca 950 °C. Prítomnosť vody však podstatne znižuje teplotu topenia granitov, ako ho ilustruje obr. 13. Prudký pokles topenia granitov nastáva už v prítomnosti relatívne nevelkého množstva vody (3—5 ‰). Nezvyčajný vplyv na parametre žulového minima ukázala prítomnosť NaCl (H. G. F. Winkler — H. V. Platen 1968). Prídavok 2 ‰ NaCl znížil teplotu topenia skúmanej prírodnej vzorky zo 700 na 570 °C.



Obr. 12. Grafické znázornenie deformácie granitu Westerley v závislosti od diferenciálneho tlaku a teploty pri všesmernom tlaku 507 MPa (zostrojené podľa údajov tab. 2)
Fig. 12. Graphical presentation of the Westerley granite deformation depending on differential pressure and temperature at hydrostatic pressure of 507 MPa (plotted from data in Tab. 2)

V podobnom zmysle možno očakávať aj posunutie deformačných charakteristik žuly a ďalej možno predpokladať, že za prítomnosti 3—5 ‰ vody, čo nie je mnoho, sa deformácia na obr. 12 môže posunúť k teplote nižšej o 200—300 °C i viac, čo ešte viac zvýrazňuje nízku agresivnosť až neagresivnosť vystupujúceho diapíru na okolné horniny tým, že môže vystupovať v plastickom, neroztavenom stave. To môže mať iste veľký geologický význam.

V odbornej literatúre sa doteraz tradiuje, že po stuhnutí, po vykryštalizovaní magmy zostávajú zvyškové roztoky, ktoré môžu byť zdrojom rozličných typov mineralizácie. Ale z obr. 13 vyplývajú iné súvislosti. Kryštalizáciu



Obr. 13. Závislosť granitového minima (minimálnej teploty topenia granitu) od obsahu vody, tlaku a teploty (O. F. Tuttle — N. L. Bowen 1958)

Fig. 13. Dependence of the granite minimum (minimal temperature of the granite melting) on the water content, pressure and temperature (O. F. Tuttle — N. L. Bowen 1958)

granitu môže vyvolať aj únik vody, pretože zníženie obsahu vody posúva solidus tuhnutia granitového eutektika k vyššej teplote. Únik vody z granitovej taveniny môže byť výsledkom zníženia tlaku, ktoré nastáva pri výstupe diapíru do nižších (merané od povrchu)

oblastí kôry. Tak sa môže stať, že v pohybujucom sa diapíre klesne obsah vody natoľko, že už nemôžu vznikať hydrotermálne roztoky. Ale diapír postupuje zotrvačnosťou ďalej a takéto granitové diapíry sú vlastne sterilné. Aj to by mohlo vysvetľovať prípady ložiskovej sterility niektorých granitoidných telies.

Granitoidné diapíry, ako sme ich opísali, by takto prakticky vylučovali jeden z možných, v minulosti teoreticky predpokladaných spôsobov vzniku granitoidných hornín, a to metasomatický. V prospech metasomatickej teórie granitizácie hovorili predovšetkým dve skutočnosti — raz ostré kontakty, raz postupné prechody vo vzťahu k okolným horninám. Mechanizmus pôsobenia vystupujúceho diapíru, ktorý sme rozviedli, vysvetľuje dosť jednoznačne aj túto skutočnosť. Niektoré súvislosti v tomto smere ešte rozvedieme.

Granitoidné diapíry však a priori nevylučujú vznik granitov diferenciáciou a palingenézou. V istej etape vývinu diapírov sa môžu uplatniť súvislosti, ktoré sú znázornené na obr. 14. Na styku roztavenej magmy a sedimentov alebo parciálnym tavením sedimentov sa uvoľňujú rozličné fluidá, prehriate vodné roztoky a pod. Natavené sedimenty sa objemovo zmenšujú, klesajú, tým sa zvyšuje ich pórovitosť a priepustnosť pre uvoľnené fluidá alebo roztoky (obr. 14b).

Metamorfná voda uvoľnená pri metamorfóze okolných sedimentov a pri anatexii je veľmi agresívna. Rozpúšťajú sa v nej všetky zložky počínajúc SiO_2 zo silikátov a kremeňa a končiac všetkými rudnými prvkami.

Pórovitosť sedimentov, zväčšená teplotou magmatického kozuba, resp. roztavenej magmy, je vhodným prostredím na prenikanie fluid a roztokov. Postupne sa však póry upchávajú vylučovaným obsahom z prenikajúcich exhalácií,

či už plyných alebo kvapalných, v dôsledku čoho sa v magmatickej tavenine zvyšuje parciálny tlak vodnej pary, a tak sa znižuje teplota potrebná na tvorbu granitového eutektika. Roztavené horniny sa tak stávajú menej viskóznymi, pohyblivejšími.

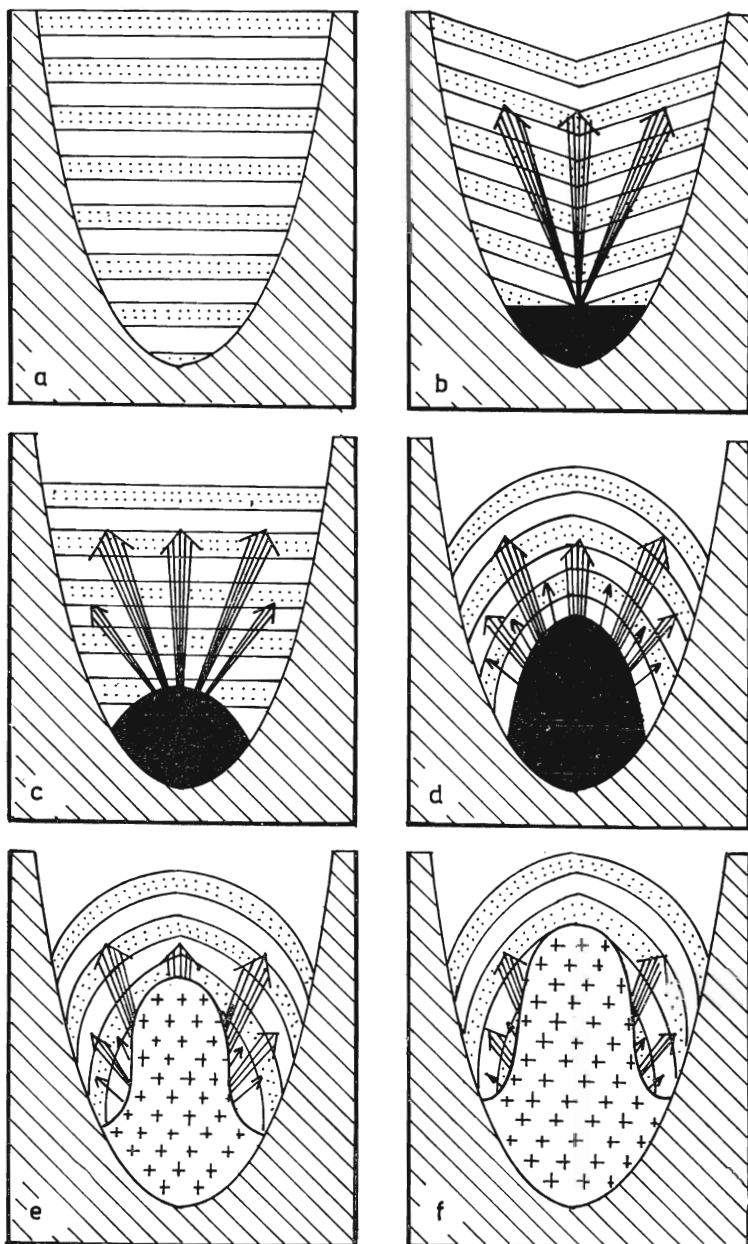
V ďalšej etape vývoja diapíru nastáva vytlačanie granitoidnej magmy (obr. 14c) v smere najnižšej pevnosti nadložených hornín, čo nemusí súhlasiť s najkratším smerom na povrch. Prenikajúci diapír pôsobí na svoje bezprostredné okolie, jeho teplotou sa uvoľňuje voda z prenikaných sedimentov a iných hornín, ňou sa extrahujú niektoré ich zložky a vo forme fluid a hydrotermálnych roztokov migrujú do okolitého prostredia. Pretože teplota magmy je nižšia ako na obr. 14b, je exhalácií podstatne menej a aj ich prenikanie do okolia je menšie.

Obdobný vývoj diapíru je aj v ďalšej etape (14d). Diapír sa už veľmi ochladzuje, takže aj jeho metamorfný účinok a vznik napr. rudonosných a iných roztokov sú slabšie. Pozoruhodné je, že prenikajúci diapír čast' žíl a iných výplní vytvorených v predchádzajúcich etapách sám pohlcuje. Je pochopiteľné, že smer prenikania diapíru a exhalácií nemusí byť taký priamočiary, ako je na schéme, a z toho vyplýva, že aj smery „pohlčovania“ primárnych, sekundárnych, terciárnych atď. emanácií môžu byť rozličné.

Tuhnutie diapíru (obr. 14e) môže byť relatívne veľmi dlhým procesom, správaným opäť exhaláciami. Čo do vývoja exhalácií to môže byť síce etapa veľmi intenzívna, avšak v porovnaní s predchádzajúcimi priebeha pri podstatne nižšej teplote. To sa musí prejaviť aj v chemickom zložení exhalácií. Zatiaľ máme k dispozícii len pomerne málo experimentov, ktoré by plne podporovali opodstatnenosť uvedených hypotéz, ale doterajšie skúsenosti sú pre-

svedčivým dôkazom opísaných konštatovaní. Napr. K. M. Feodoťjev (1971) pri sledovaní uvoľňovania molybdénu

z alumosilikátov zistil, že pri 500 °C hydrotermálne roztoky uvoľnili necelé 2 %, pri 600 °C 33 až 96 % Mo.



Obr. 14. Teoreticky predpokladaný vývoj granitového diapíru a jeho pôsobenia na okolné horniny

Fig. 14. The theoretically supposed development of the granite diapir and its action upon surrounding rock units

Záverečná etapa granitového diapirizmu môže predstavovať prenikanie úplne vykryštalizovaného diapíru (obr. 14f), ktorý už je chemicky sám prakticky inaktívny, ale môže ešte svojou zvyškovou teplotou vyvolávať rozličné premeny vo svojom okolí (vznik sekundárnych hydrotermálnych roztokov a pod.). Prenikanie diapíru má tu okrem iného opäť za následok pohlcovanie alebo stlačovanie prejavov exhalácií z predchádzajúcich etáp.

Pri posudzovaní celkového efektu granitového diapirizmu je dôležité si uvedomiť, že diapirizmus sa môže „zastaviť“ v ktorejkoľvek z uvedených etáp. A to by vlastne mohla byť jedna z príčin rozmanitosti javov spätých s diapirizmom granitoidných hornín a môže, zatiaľ, pravda, len teoreticky, vysvetľovať skutočnosti, prečo sú napr. granitoidné horniny raz sterilné, inokedy rudonosné, keď teoreticky vznik každej granitoidnej horniny „musí“ byť spätý s procesmi uvoľňovania exhalácií rozličných typov, a tým aj akumulácií rozmanitých prvkov, ložísk atď.

Recenzoval P. Jukeš

LITERATÚRA

- Feodorjev, K. M. 1971: О формировании гидротермального раствора, содержащего wolfram и молибден. In: *Mineralogija i geochemija volframovyh mestorozhdenij*. Leningrad, Izd. Lening. Univ., s. 310—318.
- Handin, D. 1966: Pružnosť i plastičnosť. In: *Handbook of Physical constants*. Moskva, Mir, s. 211—272.
- Holmes, A. 1965: Principles of Physical Geology. 2nd ed. New York, The Ronald Press Comp. 1288 p.
- Ljutkevič, E. M. 1975: Projavlenije tektoniki v soli zapadnoj i južnoj okrainach Russkoj plity. Leningrad, Izd. Nedra. 34 s.
- Kettner, R. 1952: Všeobecná geologie. Praha, Přírodovědecké vydavatelství. 420 s.
- Don Lee, L. — Judson, S. 1971: Physical Geology. 4th ed. New Jersey, Prentice Hall. 687 p.
- Menzel, V. Schreiner, V. 1975: Zakonomernosti mechanického povedenija kamennych solej v laboratornych i naturnych uslovijach. In: *Mechanika gornych porod*, Alma Ata, Izd. Nauka, s. 64—78.
- Mrazec, L. 1915: Les plis diapirs. Bucurest (citov. podľa R. Kettnera 1952).
- Parker, T. J. — Mc Dowell, A. N. 1955: Model studies of salt-dome tectonics. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 39, pp. 2384.
- Saukov, A. A. 1954: Geochemie. Praha, Nakl. CSAV. 322 s.
- Tuttle, O. F. — Bowen, N. L. 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Amer. Mem., 74, pp. 193.
- Verhooogen, J. — Turner, F. J. — Weis, L. E. 1970: The Earth. Moskva, Mir 1974, tom 1. 392 s.
- Wegman, C. E. 1930: Über Diapirismus besonders im Grundgebirge. Bull. Comm. géol. Finl. 90, S. 58—76.
- Winkler, H. G. F. — v. Platen, H. 1958: Experimentelle Gesteinsmetamorphose, II. Bildung von anatektischen Schmelzen bei der metamorphose NaCl-führender Tone. Geochim. Cosmochem. Acta (Oxford etc.), 15, S. 91—112.

Feodorjev, K. M. 1971: О формировании гидротермального раствора, содержащего wol-

Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Dúbrava

ONDREJ ĎURŽA*, MARTIN CHOVAN**

* Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 801 00 Bratislava

** Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK, Gottwaldovo námestie 19, 886 02 Bratislava

(1 tab. v texte)

Doručené 6. 5. 1980

Термоэлектрическая сила пирита из месторождения Дубрава

На основании различных типов проводимости и величин коэффициентов термоэлектрической силы пирита можно разделить серию образцов на две группы, которые соответствуют двум этапам минерализации:

- пириты первого этапа минерализации (шеелитовой) с проводимостью типа *n*, имеют величины коэффициента термоэлектрической силы $-154,1$ до $-254,1$ микровольт/град;
- пириты второго этапа минерализации (сурьмяной) с проводимостью типа „*p*” на основании коэффициента термоэлектрического напряжения можно ещё разделить на две подгруппы с величинами $+247,1$ — $+307,3$ микровольт/град. (пиритовый период) и $+328,2$ — $+547,7$ микровольт/град. (остальные периоды).

Thermoelectric voltage of pyrite from the Dúbrava deposit (Nízke Tatry Mts.)

According to different values of the thermoelectric voltage coefficient and different types of conductivity, the investigated pyrite crystals may be subdivided into two groups. These groups reflect two stages of mineralization on the deposit. Pyrite crystals of the first group (and stage) have thermoelectric voltage coefficients ranging between -154.1 to -254.1 $\mu\text{V} \cdot \text{deg}^{-1}$ with *n*-type of conductivity what points to development under high-temperature conditions. Pyrite crystals of the second group reveal thermoelectric voltage coefficients between $+247.1$ and $+307.3$ $\mu\text{V} \cdot \text{deg}^{-1}$ or $+328.2$ to $+547.7$ $\mu\text{V} \cdot \text{deg}^{-1}$ and *p*-type of conductivity reflecting low-temperature conditions of mineralization.

Antimonitové ložisko Dúbrava leží na severných svahoch Nizkych Tatier. Jeho okolie je budované mohutným komplexom intenzívne metamorfovaných až granitizovaných kryštálických bridlíc a postkinematických granitoidov. Kryštálické jadro je lemované obalovým mezozoikom, prípadne mladším paleozoikom.

Antimonitová mineralizácia má prevažne žilný charakter, žilníkový typ mineralizácie je zriedkavý. Hlavné žily majú smer SSZ—JJV, sklon vyše 50° na V. V nadloží a podloží žil je množstvo žiliek diagonálneho smeru. Antimónová mineralizácia sa koncentruje v granitoidoch. Na pruhy migmatitov sa

viaže výskyt kremeňových žíl so scheelitom, ktoré majú približne smer V—Z a strmý úklon na J (Čillík et al., 1979).

Zrudnenie ložiska Dúbrava vzniklo v dvoch etapách mineralizácie (Chovan, 1979). V prvej, staršej etape mineralizácie vznikli kremeňovo-scheelitové žily. Predpokladáme ich vysokotermálny hydrotermálny vznik. Oproti Sb mineralizácii, ktorá vznikla v druhej, mladšej etape mineralizácie, sa scheelitová mineralizácia odlišuje geneticko-tektonickým vývojom, textúrne-štruktúrnymi znakmi, kvantitatívnym a kvalitatívnym minerálnym zložením a odlišnou sukcesiou minerálov. V rámci druhej etapy (antimonitovej) mineralizácie vydělil Chovan (1979) jej štyri periódy (od najstaršej): 1. pyritovú, 2. antimonitovú, 3. tetraedritovú, 4. barytovo-hematitovú. Silne prevládajúcim rudným minerálom ložiska je antimonit, vo veľkom množstve sa niekedy vyskytuje pyrit. Ostatné rudné minerály, zinckenit, sfalerit, tetraedrit, chalkopyrit a ďalšie, sú zriedkavé a ich akumulácia v žilách je vyššia iba lokálne. Z nerudných minerálov je najčastejší kremeň, zriedkavejšie Fe dolomit, baryt a ďalšie minerály.

Pyrit je druhým najrozšírenejším rudným minerálom ložiska Dúbrava. Hojne sa vyskytuje vo forme impregnácií okolitej hydrotermálne zmenenej horniny. Ako žilný minerál sa pyrit uplatnil v obidvoch etapách mineralizácie a vo všetkých periódach mineralizácie.

V prvej (scheelitovej) etape mineralizácie je pyrit najhojnejším rudným minerálom. Vytvára kryštalické agregáty alotriomorfne až hypidiomorfne obmedzených jedincov. Býva silne kataklázovaný. Spolu s ním často vystupuje pyrotín. Obidva minerály majú zvýšený obsah Ni a Co.

V druhej etape mineralizácie je distribúcia pyritu nerovnomerná. Najviac

pyritu je v prvej a druhej perióde. V prvej perióde vystupuje vo forme hypidiomorfných zŕn, často usporiadaných v pruhoch. V druhej perióde sa zistili dve generácie pyritu. Prvú tvorí pyrit starší ako ostatné Sb sulfidy, druhú metakryštalý pyritu. V tretej perióde sa vyskytuje pyrit prvej generácie spoločne s tetraedritom a ostatnými Cu—Sb sulfidmi. Druhú generáciu tvoria metakryštalý. Vo štvrtej perióde mineralizácie je prítomnosť pyritu pomerne zriedkavá, pyrit často zatláča hematit alebo magnetit a tvorí po nich pseudomorfózy. Pyrit druhej etapy mineralizácie Ni a Co prakticky neobsahuje a má zvýšený obsah As, Cu, Pb a Sb (Chovan, 1979).

Problematika merania termoelektrického napätia pyritu

Schopnosť prenášať elektrický prúd vychádza z množstva voľných elektrických nábojov. Elektrické náboje sú reprezentované elektrónmi (záporné náboje) alebo voľnými miestami (dierami) po elektrónoch (kladné náboje). Ak sa vodivosť polovodiča uskutočňuje elektrónmi, je typu n (donor), ak sa uskutočňuje dierami, je typu p (akceptor). Pri poklese teploty nastáva v polovodičoch difúzia voľných nosičov nábojov od teplejšej časti k chladnejšej, a preto medzi nimi vzniká termoelektrické napätie. Jeho meranie spočíva v určení rozdielu potenciálu medzi chladnejším a teplejším kontaktom s polovodičom a rozdielu teplôt medzi nimi.

Koeficient termoelektrického napätia (α) vzorky je daný vzťahom $\alpha = E_0/\Delta T$, kde E_0 — namerané napätie na vzorke, ΔT — rozdiel teplôt medzi meranými bodmi na vzorke.

Termoelektrickým napätím, ako sme už povedali, sa nazýva ten rozdiel napätia, ktorý sa utvorí za neprítomnosti prúdu. V dôsledku toho sa termoelektrické napätie meria pri úplnej kompenzácii termonapätia vonkajším napätím.

Meranie termoelektrického napätia spočíva v určení veľkosti napätia vznikajúceho pohybom elektrónov v meranej vzorke v dôsledku vytvorenia tepelného gradientu. Ten sa vytvára pomocou dvoch separátne ohrievaných elektród. Týmto elektródami meriame aj vzniknuté termoelektrické napätie. Teplota povrchu vzorky v miestach, kde sa meralo napätie, sa meria termočlánkami. Termoelektrické napätie sme merali za rov-

nakých vonkajších podmienok (konštantný tepelný gradient 40—45°C a konštantný tlak elektród na povrch nábrusu).

Opis prístroja a metodiky merania termoelektrického napätia uvádza Dúřka (1978) a Gajdoš — Dúřka (1981). Prístroj umožňuje:

1. nezávislé premiestňovanie elektród nabok od optickej osi mikroskopu, čo umožňuje regulovať medzeru medzi elektródami v intervale 0,06—20 mm,

2. súčasné premiestňovanie obidvoch elektród pozdĺž optickej osi pre ich privádzanie k vzorke,

3. nastavenie, pri ktorom vidieť konce elektród a vzorku v okulári mikroskopu v momente merania,

4. meranie termoelektrického napätia na zrnách s rozmerom 0,3—0,4 mm,

5. okrem termoelektrického napätia merať aj merný elektrický odpor a koeficient usmerenia.

Polovodičové vlastnosti pyritu sú úzko späté s podmienkami jeho vzniku, závisia od teploty, zmien parciálneho tlaku síry v priebehu kryštalizácie a od následných procesov — rekrystalizácie účinkom metamorfných, resp. hydrotermálnych procesov.

Podľa typu vodivosti možno pyrit rozdeliť:

a) Pyrit s *p*-typom vodivosti. Túto vodivosť spôsobuje deficit Fe v štruktúre pyritu alebo prítomnosť prvkov s nižšou valenciou ako dva — Cu^+ , Ag^{1+} , As^{3-} (Titarenko, 1973). Tento typ vodivosti je charakteristický pre pyrit vzniknutý za nízkej teploty, t. j. sedimentárny, resp. slabo metamorfovaný (Prochorov, 1971, Favorov et al., 1972).

b) Pyrit s *n*-typom vodivosti. Vodivosť takéhoto pyritu spôsobuje deficit síry v jeho štruktúre alebo prímies prvkov s vyššou valenciou ako dva — Ni^{3+} , Co^{3+} , Mn^{3+} , Sn^{4+} , Ti^{4+} (Titarenko, 1973). Vodivosť tohto typu je charakteristická pre pyrit vznikajúci za vyššej teploty (Prochorov, 1971, Titarenko, 1973).

c) Pyrit s *p-n*-typom vodivosti. Takýto pyrit zaujíma osobitné miesto. Ako uvádza Favorov et al. (1972), je preň charakteristická prekvapujúca anizotropia fyzikálnych vlastností, ktoré sa menia v tom istom kryštáli skokom. Je preň typické najmenšie množstvo nosičov náboja a najmenší merný odpor. Všetko to svedčí o „boji“ akceptorov a donorov počas vzniku daného kryštálu, t. j. v roztoku sa nachádzali Fe a S v optimálnych pomeroch pre kryštalizáciu pyritu. Dané zloženie bolo najbližšie k ideálnemu.

Podľa údajov Smitha (in Favorov et al., 1972), Dira et al. (in Suzuki, 1970) sa zloženie pyritu mení od 1,94 do 2,01 pomeru S/Fe. Takýto rozličný pomer je dôležitým faktorom vplyvujúcim na termoelektrické napätie pyritu. Tak pyrit blízky podľa zloženia vzťahu $\text{S/Fe} = 1,94$ musí vykazovať záporné hodnoty, t. j. *n*-typ vodivosti, a pyrit s pomerom 2,01 kladný, t. j. *p*-typ vodivosti.

Treba si uvedomiť, že defekty v štruktúre

pyritu spôsobujúce polovodičové správanie sa pyritu v prvom rade vyvoláva kolísajúci pomer S/Fe. Ale nemožno zanedbať ani vplyv iných prvkov prítomných v štruktúre pyritu (Ni, Co, Cu, Ag, Mn, Mo, Ti...). Nemožno oddeľovať vplyv jednotlivých prvkov, ale treba ich sledovať komplexne. Termoelektrické správanie sa pyritu teda určuje vzťah medzi kationóm M, ktorý tvorí hlavne Fe, a zvyšenie obsahu takých kationov, ako je Co a Ni, a aniónom X, ktorý tvorí hlavne S a jednomocné prímiesi, t. j. X/M.

Fischer — Hiller (1956) predpokladali, že mikroprímiesi Ni, Co a Cu menia termonapätie pyritu na zápornú stranu, t. j. správajú sa ako donory, a As, Sb a Mn v smere kladného znamienka, t. j. sú akceptormi. Vojtkevič et al. (1965) predpokladajú, že pyritu je vlastná dierová vodivosť a zmeniť ju na elektrónovú môžu len trojvalenčné a štvorvalenčné prímiesi, ktorých vstup do mriežky pyritu umožňuje veľmi vysoká teplota. Rozova (1969) zaraďuje As medzi akceptory a Co, Ni medzi donory. V názoroch na vplyv niektorých prvkov na termonapätie v literatúre nie je zhoda (napr. Cu). Na rozdiel od Fischera — Hillera (1956) Titarenko (1973) tvrdí, že Cu spôsobuje *p*-vodivosť pyritu.

Výsledky experimentálneho štúdia a ich rozbor

Z tab. 1 vidieť, že sa súbor skladá z pyritu *p*-typu a *n*-typu. Iba metakryštály majú zmiešaný typ vodivosti. Priemerný koeficient termoelektrického napätia sa mení od −254,1 do +547,7 $\mu\text{V/deg}$.

Celý meraný súbor možno podľa hodnôt termoelektrického napätia rozdeliť do dvoch skupín: prvá s vodivosťou typu *n* a druhá s vodivosťou typu *p*. Tieto dve skupiny zodpovedajú dvom etapám mineralizácie, ktoré vyčlenil Chovan (1979).

Pri prvej (scheelitovej) etape mineralizácie sa predpokladá vysokotermálny a hydrotermálny pôvod (Chovan, 1979). Tomuto predpokladu zodpovedajú aj hodnoty koeficienta termoelektrického napätia (−154,1 — −254,1 $\mu\text{V/deg}$), pretože vodivosť typu *n* je charakteristická pre pyrit vznikajúci pri vyššej teplote (Kňazev — Kudela, 1969, Prochorov,

Hodnoty koeficienta temoelektrického napätia pyritu z ložiska Dúbrava
Values of thermoelectric voltage coefficient of pyrite from the Dúbrava deposit

Tab. 1

Etap mineralizácie	Periód mineralizácie	Číslo vzorky	α [$\mu\text{V}/\text{deg}$]			Vodivosť typu n [%]	Poznámka
			aritme- tický priemer	minimum	maximum		
I scheelitová		157	-154,1	-259,1	-70,9	100	
		157a	-174,6	-190,4	-160,7	100	
		179	-254,1	-283,0	-214,7	100	
		priemer všetkých meraní	-194,3	-283,0	-70,9	100	
II.	1. pyritová	37	+272,5	+258,7	+293,3	0	
		47	+275,5	+215,2	+353,3	0	
		49	+267,4	+234,3	+287,9	0	
		79	+307,3	+280,6	+334,2	0	
		83	+264,7	+250,0	+284,8	0	
		116b	+276,4	+273,0	+281,2	0	
		116c	+274,6	+269,6	+278,7	0	
		S-8J	+247,1	+179,0	+294,1	0	
		priemer všetkých meraní	+273,2	+179,0	+353,3	0	
II.	2. antimonitová	19	+357,8	+334,1	+377,3	0	1. typ
		28	+342,8	+322,5	+376,9	0	1. typ
		77	+385,5	+337,5	+425,8	0	1. typ
		91a	+349,5	+295,9	+404,9	0	1. typ
		112a	+355,7	+347,1	+364,5	0	1. typ
		145a	+328,2	+302,8	+354,6	0	1. typ
		9	+346,2	+319,6	+372,7	0	1. typ
		9	+482,7	+450,0	+504,9	0	2. typ
		9	+448,5	+319,6	+504,9	0	1. + 2. typ
		32	+547,7	+519,0	+573,3	0	2. typ
		130a	+510,8	+507,4	+522,9	0	2. typ
		priemer všetkých meraní	+352,2	+295,9	+425,8	0	1. typ
			+513,7	+450,0	+573,3	0	2. typ
			+402,9	+295,9	+573,3	0	1. + 2. typ
II.	3. tetraedritová	7	+450,7	+391,9	+492,0	0	
		29	+457,1	+356,3	+551,3	0	
		78	+345,2	+308,8	+399,7	0	
		131	+388,5	+322,1	+375,7	0	
			+324,7	+287,5	+353,7	0	
		priemer všetkých meraní	+393,2	+287,5	+551,3	0	
		78	+82,6	-297,5	+327,7	40	metakrystal
		78	+97,9	+96,8	+99,0	0	metakrystal
		78	-135,2	-276,8	+53,3	75	metakrystal
	4. barytovo-hematitová	199	+388,5	+284,3	+453,3	0	
		P14	+498,6	+378,0	+579,4	0	

1971, Titarenko, 1973).

Pyrit prvej etapy mineralizácie býva silne kataklázovaný a metamorfovaný. Vplyv rekryštalizácie na termoelektrické vlastnosti pyritu študoval Titarenko

(1973). Pri rekryštalizácii sa v pyrite znižuje obsah siry. Jej deficit je úmerný teplote rekryštalizácie. Tomu zodpovedá zmena pôvodného p -typu vodivosti na n -typ. Ak je východiskový py-

rit n -typu, termoelektrický koeficient klesá, a to úmerne rekryštalizácii.

Podľa Suzukiho (1970) každý rekryštalizovaný pyrit je n -typu. Nie je jasné, či bol pyrit bohatý na kovový prvok spočiatku, alebo či sa jeho obsah zvýšil v procese rekryštalizácie. Fleischer (in Suzuki, 1970). Cambel — Javorský (1967) uvádzajú, že na metamorfovaných sulfidických ložiskách sa obsah Co v pyrite zvyšuje so vzrastom stupňa metamorfózy. Tento záver sa potvrdzuje, keďže rekryštalizovaný pyrit má veľkú tendenciu k vzniku n -typu vodivosti. Aj v typoch pyritu, ktoré sme bádali, bolo možno pozorovať zvýšený obsah Co a Ni v pyrite prvej etapy mineralizácie (Chovan, 1979).

Na základe spomenutých záverov možno predpokladať, že pyrit prvej etapy mineralizácie vznikol za vysokej teploty a bol kataklázovaný.

Pyrit druhej etapy mineralizácie možno podľa koeficienta termoelektrického napätia rozdeliť na dva súbory: prvý zodpovedá prvej perióde mineralizácie, druhý druhej, tretej a štvrtej perióde mineralizácie. Zatiaľ čo pyrit prvej periódy má zreteľne odlišné hodnoty α ($+247,1 \div +307,3 \mu\text{V/deg}$), pyrit druhej ($+328,2 \div +547,7 \mu\text{V/deg}$), tretej ($+324,7 \div +457,1 \mu\text{V/deg}$) a štvrtej ($+388,5 \div +498, \mu\text{V/deg}$) periódy sa priemernými hodnotami koeficienta termoelektrického napätia významne neodlišuje. Odlišenie pyritu druhej, tretej a štvrtej periódy na základe nameraných hodnôt α je problematické vzhľadom na malý počet vzoriek z tretej a štvrtej periódy a veľkú variabilnosť nameraných hodnôt α .

Druhú periódu možno rozdeliť na dva typy: prvý s menším koeficientom termoelektrického napätia ($+352,2 \mu\text{V/deg}$), druhý so zvýšeným koeficientom ($+513,7 \mu\text{V/deg}$). Príčinu zvýšeného koeficienta termoelektrického napätia v niektorých vzorkách tejto periódy sa

mineralogickým štúdiom nepodarilo vysvetliť.

Tretiu periódu tvoria podľa koeficientov termonapätia dve generácie. Zatiaľ čo prvú tvorí pyrit typu p ($+324,7 \div +457,1 \mu\text{V/deg}$), druhú (metakryštály) tvorí p - n typ vodivosti ($-135,2 \div +97,9 \mu\text{V/deg}$). Z toho vyplýva, že metakryštály vznikali za optimálnych pomerov katiónov a aniónov.

Podľa predbežných výsledkov štúdia obsahu stopových prvkov v pyrite prvej a druhej etapy mineralizácie (Chovan, 1979) sme zistili v pyrite prvej etapy zvýšený obsah donorov (Co a Ni) a znížený obsah akceptorov (As, Sb, Cu) oproti pyritom druhej etapy mineralizácie. To môže byť jeden z dôvodov, prečo má pyrit druhej etapy p -typ vodivosti a pyrit prvej etapy mineralizácie n -typ vodivosti.

Záver

Merania termoelektrického napätia potvrdili predpoklad, že rozličné podmienky vzniku minerálov sa odrážajú aj v ich rozličných polovodičových vlastnostiach.

Na základe hodnôt koeficienta termoelektrického napätia možno pyrit z Dúbravy rozdeliť do dvoch základných skupín, ktoré zodpovedajú dvom etapám mineralizácie:

1. prvá skupina — pyrit prvej etapy mineralizácie s vodivosťou typu n má hodnoty koeficienta termoelektrického napätia $-154,1 \div -254,1 \mu\text{V/deg}$,

2. druhá skupina — pyrit druhej etapy mineralizácie s vodivosťou typu p sa delí ďalej na dve podskupiny s hodnotami koeficienta termoelektrického napätia $+247,1 \div +307,3 \mu\text{V/deg}$ a $+328,2 \div +547,7 \mu\text{V/deg}$. Tie zodpovedajú pyritu prvej periódy mineralizácie a pyritu ostatných periód.

Recenzoval M. Háber

LITERATÚRA

- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *Bratislava, VSAV*. 493 S.
- Čillík, J. — Hvožďara, P. — Michálek, J. 1979: Scheelit v antimonitovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. *Mineralia slov.*, 11, s. 311—326.
- Đurža, O. 1978: Štúdium elektrických vlastností rudných minerálov. *Manuskript — PFUK Bratislava*. 67 s.
- Favorov, V. A. — Krasnikov, V. I. — Syčugov, V. S. 1972: Nekotorye faktory opredelajuščije izmenčivost' poluprovodnikovych svojstv pirita i arsenopirita. *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol.*, 11, s. 72—84.
- Fischer, M. — Hiller, J. E. 1956: Über den thermoelektrischen Effect des Pyrites. *Neu. Jb. Mineral, Bd.* 89, 3.
- Gajdoš, V. — Đurža, O. 1981: Merný elektrický odpor, koeficient usmernenia a diferenciálne termoelektrické napätie niektorých rudných minerálov. *Mineralia slov. (v tlači)*.
- Chovan, M. 1979: Mineralógia antimonitového ložiska Dúbrava. *Manuskript — PFUK Bratislava*. 155 s.
- Kňazev, G. I. — Kudeřa, V. K. 1969: Poluprovodnikovyje svojstva galenitov i piritov kak kriterij uslovij rudoobrazovaniya. *Kiev, Naukova dumka*. 113 s.
- Prochorov, V. G. 1971: Elektrochimičeskije i termoelektričeskije svojstva pirita kak kriterij uslovij mineraloobrazovaniya. *Mineral. mineralokristal. (Sverdlovsk)*, s. 113—118.
- Rozova, E. V. 1969: Ob izmenčivosti termoelektričeskich svojstv piritov zolotorudnyh mestoroždenij. *Trudy CNIGRI*, 86, 2.
- Suzuki, T. 1970: Svaz meždu nekotorymi svojstvami piritov i ich obrazovanijem. In: *Ontogeničeskije metody izučeniya mineralov. Moskva, Nauka*, s. 64—89.
- Titarenko, A. D. 1973: Vlijanije perekristalizacii piritov na ich sostav i termoelektričeskije svojstva. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad)*, 102, vyp. 4, s. 471—477.
- Vojtkevič, G. V. — Prochorov, V. G. — Chajretidinov, I. A. 1965: K voprosu o prirode termoelektričeskogo efekta v mineralach. *Dokl. Nauk SSSR*, 162, 1, s. 169—172.

Thermoelectric voltage of pyrite from the Dúbrava deposit (Nízke Tatry Mts.)

ONDREJ ĐURŽA — MARTIN CHOVAN

It is well known that due to physico-chemical changes in the environment where mineral individuals do crystallize also changes in physical and chemical properties of the growing minerals occur.

The influence of physico-chemical changes upon thermoelectric voltage of pyrite crystals from the Dúbrava antimony deposit (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia) has been investigated. According to results, investigated pyrite crystals may be subdivided into two groups originated during two different stages of mineralization.

1) The first group with n-type of conductivity reveals values of thermoelectric voltage coefficient in the range -154.1 to $-254.1 \mu\text{V} \cdot \text{deg}^{-1}$. These crystals developed under

conditions of high-temperature mineralizing environment together with scheelite.

2) The second group of pyrite crystals originated during the second stage of mineralization. A p-type conductivity characterizes these crystals and values of thermoelectric voltage coefficient fluctuate between $+247.1$ and $+307.3 \mu\text{V} \cdot \text{deg}^{-1}$ or $+328.2$ to $+547.7 \mu\text{V} \cdot \text{deg}^{-1}$. The two partial groups reflect also two substages of mineralization within the second stage. All pyrite crystals of the second group originated under low-temperature conditions of the mineralizing environment.

Preložil I. Varga

**Mineralogický lexikon V. Zepharovicha a jeho príspevok
do topografickej mineralógie Slovenska
(k 150. výročiu narodenia)**

Zozbierať a spracovať dostupné údaje do topografickej mineralógie Rakúsko-Uhorska sa podujal univerzitný profesor, mineralóg a geológ Viktor Ritter von Zepharovich (1830—1890). Zo storočného obdobia (1790—1890) zozbieral dostupné písomné správy o nerastoch v monarchii a spracoval ich vo forme trojzväzkového diela *Mineralogisches lexicon für das Kaiserthum Österreich* (1859, 1873, 1893). Bolo to základné, východiskové dielo pre ďalšie špeciálne topograficko-mineralogické práce.

Zepharovich sa narodil 13. apríla 1830 vo Viedni. V rodnom meste začal študovať aj na univerzite a odtiaľ prešiel na Banskú akadémiu do Banskej Štiavnice. Po jej absolvovaní pôsobil v rokoch 1852—1857 ako geológ v Ríšskom geologickom ústave vo Viedni. Roku 1857 ho vymenovali za profesora mineralógie na Univerzite v Krakove, roku 1861 v Štajerskom Hradci a potom roku 1864 na univerzite v Prahe. Po rozdelení pražskej univerzity v roku 1882 prešiel na nemeckú univerzitu a tam pôsobil až do svojej smrti roku 1890.

Pri spracúvaní lexikonu sa V. Zepharovich pridržal vtedy najvhodnejšieho usporiadania nerastov podľa druhov. Väčšinou používal novšie a najnovšie názvy minerálov, ktoré určil A. Kenngott (1853) pri spracúvaní Mohsovho (1823) mineralogického systému, a názvy neskoršie uverejnené v práci *Übersichte der Resultate mineralogischer Forschungen*. Minerály, ktoré sa vyskytujú ako horninotvorné, uvádzal V. Zepharovich iba v tých prípadoch, ak mali praktický význam alebo vzbudzovali mimoriadny záujem zberateľov. Pri údajoch o kryštalografických tvaroch nerastov v prípadoch, kde to pokladal za dôležité, použil Naumannove značky. Pri využívaní rozsiahlejších správ sa V. Zepharovich obmedzoval hlavne na mineralogickú charakteristiku výskytu, paragenézu, pseudomorfne útvary a geologické poznatky.

Prvý zväzok Zepharovichovho mineralogického lexikonu, v ktorom spracoval mine-

ralogickú literatúru z obdobia 1790—1857, vyšiel roku 1859 vo Viedni. Za ďalších pätnásť rokov boli nerasty na území Rakúsko-Uhorska predmetom intenzívnejších výskumov ako do vydania I. zväzku Zepharovichovej topografie, a tak sa mineralogická topografia monarchie kvantitatívne a kvalitatívne zdokonalila. Dôležité príspevky pre topografiu poskytli systematické výskumy v múzeách a laboratóriách, ktoré nielenže obohatili topografiu o pomerne veľké množstvo nových nerastov a nálezísk, ale mnohstranne rozšírili zaujímavé paragenetické a mineralogické údaje o výskytoch a zaznamenali mnohé podstatné opravy starších určení a lokalizácie.

V druhom zväzku mineralogickej topografie sa V. Zepharovich rozhodol spracovať najnovšie poznatky o nerastoch monarchie z rokov 1858—1872. Takmer úplne spracoval dostupnú literatúru, vylúčil mnoho detailov, a tak sa mu opäť podarilo podať ucelený prehľad dovtedajších poznatkov o nerastoch. V podrobnostiach odkazuje na príslušnú literatúru, hlavne na dovtedy existujúce chemické analýzy, o ktorých sa v prvom zväzku iba zmieňoval. V druhom zväzku použil pri starších analýzach učebnicu C. T. Rammelsberga (1860). Väčšiu pozornosť venoval aj minerálom, ktoré boli dôležité ako komponenty hornín, aj keď to pre mineralogický lexikon nebolo také žiaduce.

Do druhého zväzku lexikonu opäť prispeli V. Zepharovichovi aj jeho osobní priatelia a spolupracovníci rukopisnými správami o nerastoch monarchie, a tak tento zväzok obohatili o ďalšie cenné príspevky a mnohé jedinečné a dôležité pozorovania.

V ďalších rokoch V. Zepharovich zhromažďoval materiál pre tretí zväzok lexikonu. V roku 1890, takmer pred dokončením diela, zomrel. Aby sa jeho veľké dielo zavŕšilo, vyzvali Zepharovichovho nástupcu na univerzite F. Beckeho, aby rukopis doplnil a vydal. Becke sa na túto úlohu podujal, lebo zanechané rukopisné poznámky boli výsled-

kom nesmiernej a únavnej zberateľskej práce. Podrobne preštudoval Zepharovichov rukopis, doplnil ho poznámkami z najnovšej periodickej literatúry a literatúrou za roky 1874—1890, ktorú už bol Zepharovich z väčšej časti zoradil. V lexikone Becke nevyznačil osobitne časti textu, ktoré spracoval sám, ale pripojil niekoľko kritických poznámok označených značkou (Be). Pri zostavovaní lexikonu sa prevažne pridržal Zepharovichovho rukopisu a jeho prvých dvoch zväzkov. Zmeny urobil len tam, kde to spojitost s novými poznatkami nevyhnutne vyžadovala, a zaviedol dve nové heslá *fassait* a *zinwaldit*.

Počas tlače predchádzajúcich zväzkov zbieral Zepharovich najnovšie správy a zostavil ich vo forme dodatkov. Dodatok v treťom zväzku chýba, Becke ho vynechal úmyselne, lebo sa zameral na generálne registre nálezísk a nerastných názvov zo všetkých troch zväzkov a opravy chýb v registroch prvých dvoch zväzkov. Zdokonalil ich tým, že na bližšiu orientáciu určil lokalitu dvoma susednými miestami, z ktorých aspoň jedno možno pokladať za známe a možno ho ľahko nájsť aj na menších mapách.

Pri dokončovaní Zepharovichovho lexikonu Beckemu účinne pomáhala vdova Melania Zepharovichová, a to najmä pri zostavovaní registrov. Sledovala dokončovanie tretieho zväzku a dala podnet na jeho vydanie (to umožnila Akadémia vied vo Viedni zo základiny V. Zepharovicha).

V. Zepharovich trojzväzkovým mineralogickým lexikonom významne prispel aj do mineralogickej topografie Slovenska. Údaje o slovenských náleziskách čerpal prevažne zo známych topografických prác o uhorských

nerastoch od banskobystrického profesora a riaditeľa vyššej evanjelickej dievčenskej školy Christiána Andreja Zipsera (1817) a kuskóta mineralogických zbierok Národného múzea v Budapešti Jozefa Jónása (1820), rodáka z Banskej Štiavnice. V Zepharovich sa odvolával aj na prácu geológov Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni Franza Rittera von Hauera a Franza Foetterleho (1855), ďalej na prvú mineralógiu monarchie od Gustava Leonharda (1843) a prácu Ludwika Zejsznera (1850). Cenné poznatky pri zostavovaní lexikonu mu poskytovali práce A. Breithaupta (1849), E. v. Fellenberga (1862), J. E. v. Fichtela (1791, 1794), P. Grotha (1878), W. Haidingera (1843, 1845), J. F. L. Hausmanna (1847), A. Kengotta (1844, 1855), F. Mohsa (1839), F. v. Vivenota (1869), J. G. Walleriusa (1781, 1783), ako aj drobné správy ďalších mineralógov, roztrúsené v rozličných ročenkách. Písomné správy mu poskytli aj jeho osobní priatelia, najmä J. Pettko (1855) o mineráloch v Banskej Štiavnici a okolí, S. Huss (1856) o mineráloch v Dobšinej a Ch. A. Zipser (1856) o ďalších nových mineráloch Gemera.

Už spomenutá Zipserova topografickomineralogická rukoväť Uhorska bola pre V. Zepharovicha najbohatším prameňom poznatkov o gemerských nerastoch.

Viktor Zepharovich sa svojím veľkým dielom zapísal medzi významné osobnosti mineralogickej vedy v 19. storočí. Slovenskej mineralógii poskytol údaje o výskytoch a náleziskách minerálov takmer na 200 lokalitách.

I. Herčko

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 13, číslo 2, apríl 1981.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grečula, CSc. Registračné číslo: SÚTI 9/11. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 27. 3. 1981. Cena jedného čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—. Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

Ján Babčan

Diapirizmus, najmä granitoidný, a možné súvislosti

Diapirism, mainly of granitoids and possible connections
171

SPRÁVY

REPORTS

Ondrej Ďurža — Martin Chovan

Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Dúbrava

Thermoelectric voltage of pyrite from the Dúbrava deposit (Nízke Tatry Mts.)
185

KRONIKA

CHRONICLE

Ivan Herčko

Mineralogický lexikon V. Zepharovicha a jeho príspevok do topografickej mineralogie Slovenska (k 150. výročiu narodenia)

V. Zepharovich's Mineralogical dictionary and his contribution to topographic mineralogy of Slovakia (to the 150th anniversary of birth)
191

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Ivan Mrázek — Luboš Rejl

Drahé kameny na Moravě

Gemstones in Moravia
123*Ivan Mrázek — Luboš Rejl*

Slovenské opály a limnokvarcity

Slovakian opal and limnoquartzite occurrences
144*Helena Gerthofferová*

Zisťovanie pravosti vltavínu elektrónovým mikroskopom

Determination of moldavite genuinity using electron microscope
170

RECENZIA

REVIEW

Pavel Tkáčik

Juraj Wernher: Podivuhodné vody na Spiši

Georg Wernher: Marvellous waters in Spiš region
170*Inštrukcie pre autorov sú v čísle 1/1981*

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

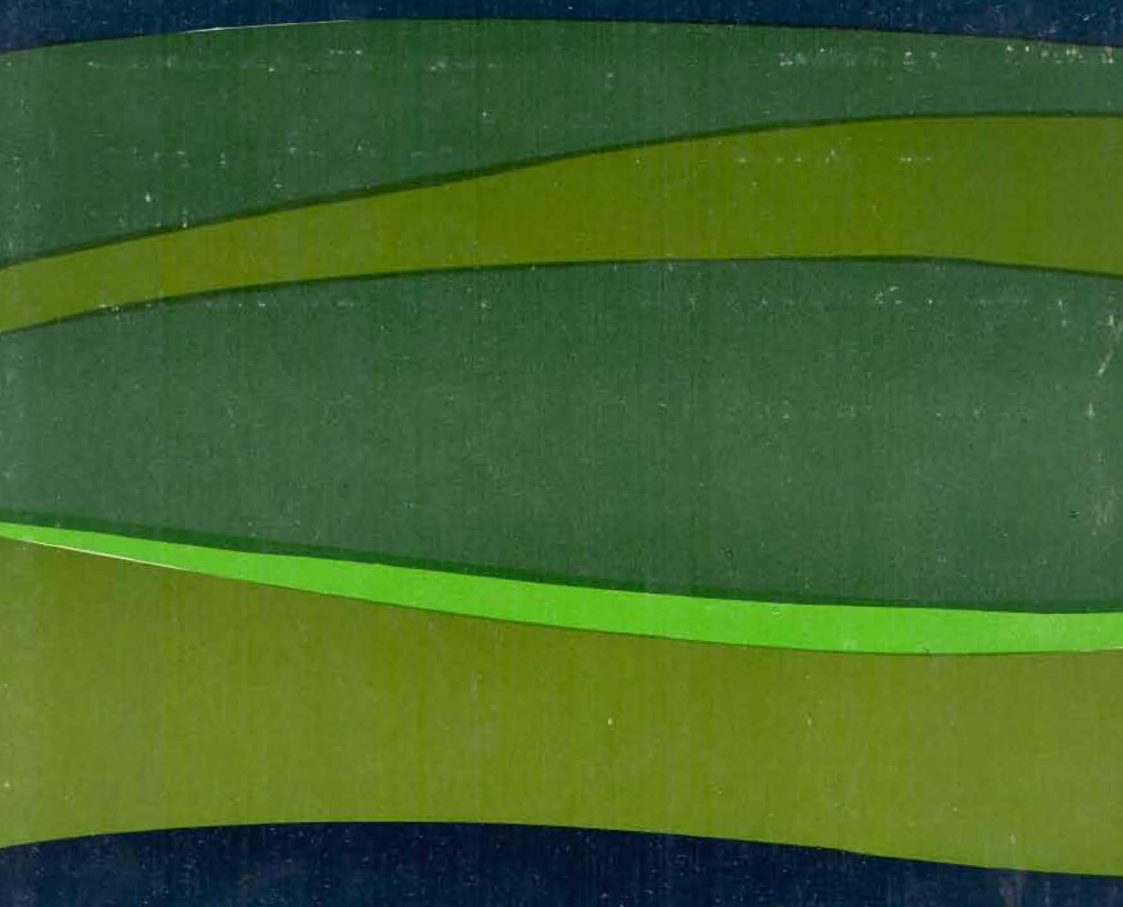
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the cover features an abstract graphic design. It consists of several horizontal, wavy bands of color. From top to bottom, the colors are a dark forest green, a medium olive green, a lighter lime green, and a bright yellow-green. These bands are separated by thin, dark lines and are set against a dark blue background that matches the top half of the cover. The overall effect is a layered, organic look.