1 3 1284

Časopis venovaný geologickej problematike nerastných surovín Slovenska, inžinierskej geológii, hydrológii a činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
809 40 BRATISLAVA

MINERALIA SLOVACA

8384
45

1971

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Slovenské naftové závody, n. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Zodpovedný redaktor: Dr. Vladimír Kuna
Vedecký redaktor: Dr. Pavol Grecula, CSc.

1B 128a
Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
809 40 BRATISLAVA
1010/71

© Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

OBSAH

GEOLÓGIA

Miroslav Slavkay: Vzťah niektorých nízkotatranských antimonových ložísk ku geologickým štruktúram 5
Ladislav Novotný — Jozef Badár: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízskych Tatier 23
Eduard Dobra — Štefan Richter: Kaolín z oblasti Rudník-Jasov 43

HYDROGEOLÓGIA

Pavol Mahut: Šmyková pevnosť tesniaceho jadra zemnej hrádze Liptovská Mara . . . 49

SPRÁVY

Stanislav Polák: Zlatá mineralizácia pri Skýcovskom zlome na SZ svahoch Tríbeča v Klížskom Hradišti 63
Marián Dyda: Teploty tavenia akcesorického zirkónu z grandioritov Malých Karpát . . 65
Dušan Hovorka: Geológia vo Švédsku 67
Jozef Slavkovský: Drobnotektonická analýza Mn-sloja v Kišovciach 27

INFORMÁCIE — ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — PROFILY

Informácie o nových ložiskách nerastných surovín vo svete 75
Ján Ilavský: Geológia a nerastné suroviny Toga 77
J. Herčko: 130. výročie narodenia Ľudovíta Cseha 78

RECENZIE

Karol Borza: Die Mikrofacies und Mikrofossilien der oberjuras und der unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten 41

SOMMAIRE

Miroslav Slavkay: Rapports entre quelques gisements antimoniferes dans la région des Basses Tatras et les structures géologiques 5
Ladislav Novotný — Jozef Badár: Stratigraphie, sédimentologie et minéralisation du Paléozoique supérieur de l Unité de Choč dans la partie nord-est du massif des Basses Tatras 23
Eduard Dobra — Štefan Richter: Note sur la présence du kaolin dans la région de Rudník — Jasov 43
Pavol Mahut: Résistance au cisaillement du noyau d étanchéité du barrage en de Liptovská Mara 49

CONTENTS

Miroslav Slavkay: Somme Antimony Depoits in the Low Tatras Mts. Related to Geological Structures 20
Ladislav Novotný — Jozef Badár: Stratigraphy, Sedimentology and Mineralization in the Upper Paleozoic of the Choč Unit in the NE Part of Low Tatras Mts 40
Eduard Dobra — Štefan Richter: On the Kaolin Occurence in the Rudník — Jasov Area 48

INHALT

Pavol Mahut: Schubfestigkeit von Verdichtnugskerns des Erddammes Liptovská Mara . 62

MINERALIA SLOVACA ROČ. III. (1971) č. 9

Vzťah niektorých nízkotatranských antimonových ložísk ku geologickým štruktúram

MIROSLAV SLAVKAY

Rapports entre quelques gisements antimonifères dans la région des Basses Tatras et les structures géologiques

L'auteur décrit la caractéristique des deux gisements antimonifères, qui se trouvent aux pentes méridionales du massif des Basses Tatras. Ce sont les gisements Husárka et Lomnistá, où on a effectué les recherches géologiques. On présente la relation d'une dépendance étroite entre les filons métallifères et les structures de plissement aussi que les fissures formées au cours de plissement. Sur la base de ces régularités on a examiné aussi les conditions des gisements antimonifères environnants (Riavka, Lom, Mistrík štôlňa, Dve Vody) et on a constaté les relations semblables entre les filons métallifères et les structures. Les résultats abtenus peuvent être utilisés pour la prospection et la recherche géologique suivante des autres gisements dans cette région.

Nerastné suroviny na južných svahoch Nízkych Tatier už v dávnej minulosti boli predmetom záujmu ľudí. Boli príčinou zakladania nových osád a obcí, ktorých obyvatelia sa venovali ťažbe. Aj obec Jasenie, v chotári ktorej ležia popisované ložiská, je známa ako banícka osada z 15. storočia.

Nízke Tatry sú známe výskytom antimónových ložísk, ktoré sa vyskytujú na ich severnej a južnej strane. Najznámejšie z nich sú: Magurka, Dúbrava, Medzibrod, Lom, Lomnistá, Dve vody. Okrem nich sú známe aj menšie ložiská ako Rišianka, Prašovňa, Riavka, Husarka, Suchá Dolina, Latiborská hoľa a početné menšie výskyty. V predkladanej práci sa podrobnejšie zaoberám hlavne ložiskami Husárka a Lomnistá. K vysvetleniu určitých zákonitostí musel som sa v menšej miere zaoberať aj blízkymi ložiskami Dve Vody, Lom a Riavka.

Po občasnej ťažbe rôznej intenzity, v priebehu minulých storočí, sa územie začalo dôkladnejšie skúmať až po II. svetovej vojne. Geologický prieskum sa zameral hlavne na dve lokality na južných svahoch Nízkych Tatier, z ktorých nové ložisko Husárka poskytovalo nádej na možnosť výskytu väčších rudných telies neporušených staršou baníckou činnosťou. Prieskum v prvom štádiu riešil priebeh žily na povrchu, použitím rýh. Hĺbkové pokračovanie sa riešilo šachticami, štôlňami a dvoma vrtmi.

Inou cestou sa prieskum uberal na ložisku Lomnistá. V prvom rade sa zmáhali niektoré staré banské práce na východnom svahu Struhára. Vo východnej časti ložiska sa prieskum robil už rýhami, štôlňami a komínmi. Aj tu sa prieskum zameral len na časti najbližšie k povrchu a neriešil zásadné otázky hĺbkového i smerného pokračovania, ako aj otázky vzťahu zrudnenia k štruktúram a spojitosti západnej a východnej časti ložiska.

Prieskumné práce na ložiskách viedlo viac geológov. V rokoch 1955—1958 to boli S. Hruškovič, E. Lisý, I. Kravjanský a po dvanásťročnom odstupe M. Slavkay.

Geologická stavba územia

Študované ložiská sú lokalizované v kryštalickom jadre Nízkych Tatier, ktoré predstavujú jeden z najmohutnejších komplexov kryštalických hornín vynárajúcich sa spod mladopaleozoických až mezozoických hornín subtatranských prí-

krovov. Otázkami geologickej a tektonickej stavby sa zaoberalo viac autorov, z ktorých treba uviesť hlavne R. Kettnera, D. Andrusova, J. Koutka, V. Zoubka a D. Kubínyho. Posledne zhrnul doterajšie výsledky V. Zoubek v rámci zostavovania prehľadnej geologickej mapy ČSSR M = 1 : 200 000 a jej vysvetliviek.

Na stavbe kryštalického jadra Nízkych Tatier sa podieľajú tri tektonické jednotky. Sú to od západu na východ

a) Ďumbierska podzóna fatrotatranského pásma (M. Máška — V. Zoubek 1960)

b) Kraklovská podzóna veporská

c) Kráľovoholská podzóna veporská

Na tomto mieste treba spomenúť antiklinálnu podzónu ľubietovskú s hronským synklinóriom, ktoré ako samostatná tektonická jednotka vystupuje medzi ďumbierskou a kraklovskou podzónou až mimo nášho záujmového územia a to západne od Podbrezovej.

Naša oblasť patrí k ďumbierskej podzóne fatrotatranského pásma, ktorá tvorí západnú časť Nízkych Tatier známu ako mohutný horský masív s vrcholami presahujúcimi výšku 2000 m. Na *S*, *Z* a *J* je obklopená komplexom mladších paleozoických a mezozoických hornín, pod ktoré sa ponára.

Smerom na *V* a *JV* ohraničuje ju tektonická línia Čertovice (V. Zoubek 1956) od kraklovskej podzóny, ktorá je po nej presunutá na podzónu ďumbiersku.

Geológia vlastného ložiska

Ložiskové územie Lomnistá spadá do pásma kryštalických bridlíc ďumbierskej podzóny, kým Husárka leží v granitoidoch a to v granite typu Prašivej, tesne pri tektonickej línii oddeľujúcej granitoidy od pásma kryštalických bridlíc.

Lomnistá.

Na stavbe horninového komplexu, v ktorom sú umiestnené výskyty antimonových rúd, sa podieľajú kryštalické bridlice patriace pararulám a synkinematickým migmatitom. V menšom množstve vystupujú aj kvarcitické pararuly.

Synkinematické migmatity tvoria podstatnú časť územia. Môžme ich rozčleniť na niekoľko typov, ktoré do seba pozvoľne prechádzajú a v pomerne malých vzdialenostiach sa striedajú (v mape nemožno jednotlivé varianty vyčleniť). Kým pararuly bez zreteľnej granitizačnej prímesi sú viac-menej zriedkavé, najrozšírenejšie horniny sú stromatitické migmatity vystupujúce prakticky na celom území. Ani tie však nemožno jednoznačne vyčleniť, pretože sú v nich časté polohy s pomerne väčším zastúpením metatektu (v rozmedzí 30—70 %), ktoré už patria stromatitickým nebulitom ba dokonca až nebulickým migmatitom. Menej časté sú oftalmitické migmatity, ktorých úlomky môžeme nájsť v sutine na východ a na juh od Hornej a Dolnej Anton štôlne.

Horniny sú zvrásnené do mikrovrás i vrás mezoskopických rozmerov a dosahujú často až desaťmetrového radu. Vzhľadom k dobre vyvinutej bridličnatosti možno po dôkladnejšom štruktúrne geologickom mapovaní vykonštruovať priesto-

rový priebeh horninových pruhov a tým dosiahnuť vierohodnejšie výsledky, najmä pokiaľ ide o vzťah ložísk k prostrediu a štruktúram.

Vyvinuté sú vrásové aj zlomové tektonické prvky. Vývoj vrás podmienil vznik puklín geneticky úzko s nimi spätých. Najdôležitejšie sú pukliny normálne vejárovité, usporiadané v pásme osi *B*, ďalej *bc* a *ac* pukliny. Menej výrazné sú pukliny diagonálne. Vynikajúco je vyvinutá bridličnatosť, ktorá je zrejme totožná s pôvodnou vrstevnatosťou hornín, pretože horninové pruhy jednotlivých variet, hlavne pararúl a kremencov, prebiehajú paralelne s ňou.

V tejto práci pod pojmom pukliny rozumiem plochy mechanickej diskontinuity, na ktorých nedošlo k väčším pohybom. Pod pojmom trhlina rozumiem útvar, ktorý vznikol z pukliny oddelením jej stien (rozovrením), prípadne pohybom jednotlivých blokov voči sebe, ktorý však nemožno jednoznačne preukázať. Trhliny v tomto prípade už inklinujú k dislokáciám, na ktorých je zjavný pohyb jedného bloku voči druhému. Vejárovité pukliny vznikli pri ohybe vrásy. Často z nich vznikli trhliny a dislokácie. Najvýznamnejšia z nich je puklina *bc*, ktorá prechádza cez zámky vrásy. Od tejto sú ostatné pukliny uklonené na obidve strany tak, že veľkosť ich úklonu so vzdialovaním sa od vrcholu vrásy klesá. Keď sa hlavné spádové priamky týchto vejárovite usporiadaných puklín zbiehajú k jadru antiklinály, alebo synklinály ide o normálne vejárovité pukliny (viď. obr. 4).

Hydrotermálne roztoky, ktoré podmienili vznik ložiskových telies, využili práve vyššie uvedené štruktúrne prvky pre transport a uloženie ich minerálneho obsahu. Tak vznikli pravé i ložné rudné a kremenné žily. Pravé žily sú vyvinuté na normálne vejárovitých puklinách v pásme osi *B*, ložné zase paralelne s bridličnatosťou (príl. č. 1). Ako z doteraz vykonaných prác vidieť, pokiaľ tieto žily vystupujú samostatne, nie sú príliš bohaté na rudný komponent. *Bohaté zrudnenie sa obmedzuje na časti, kde dochádza ku križovaniu pravých a ložných štruktúr.* Najlepšie to dokumentuje priečny geologický rez 3—3′, kde sa najbohatšie zrudnenie koncentruje najmä v ložných žilách, v miestach, kde synklinálnu časť pretína trhlina patriaca do pásma *B* osi. Úzky vzťah zrudnenia k vrásovým štruktúram potvrdzuje aj súlad medzi priebehom osí *B* a hydrotermálne zmenených pásiem ako aj vlastných žíl. So zmenou smeru *B* osi sa mení aj smer hydrotermálne zmeneného pásma. Po zistení tak intímneho vzťahu medzi štruktúrami a zrudnením bolo nutné preveriť či zákonitosť vzťahov, známa na ložisku Lomnistá, platí aj pre ďalšie ložiská umiestnené v kryštalických bridliciach. Informatívne som zistil priebeh osi B na ložiskách Riavka, Lom a Dve Vody. Zatiaľ, čo na ložisku Riavka a Lom je priebeh *B* osí a žíl paralelný u ložiska Dve Vody, kde sú vyvinuté dva systémy vrás, nemožno priebeh rudných žíl priradiť len k jednému systému. Vrásové štruktúry sú na seba takmer kolmé a žily tiež.

Ako vidieť, vzťahy na uvedených ložiskách sú totožné ako u Lomnistej, preto ich môžeme použiť ako jeden z vyhľadávacích príznakov.

Husárka

Ložiskové územie sa rozprestiera severnejšie od tektonického styku kryštalických bridlíc s granitom typu Prašivá. Samotné ložisko je umiestnené až v granitoch, ktoré sú jedinou horninovou stavebnou súčiastkou (obr. č. 1). Granit je miestami pomerne silne mylonitizovaný, takže niekde pripomína už ruly. Vlastné ložisko je umiestnené v silne mylonitizovaných častiach, pričom žily vyvinuté na plochách zbridličnatenia sú mocné niekoľko centimetrov až decimetrov o malej smernej dĺžke. Tvoria ploché šošovky kulisovite usporiadané. Pre

nedostatok odkryvov sa nedali študovať bližšie vzťahy ložiska k drobnotektonickým a mezotektonickým elementom.

Morfológia ložiskových telies

Ložisko Lomnistá. V údolí potoka Lomnistá rozdeľuje sa ložisko na dve časti, na západnú a východnú. Rudné telesá tvoria ložné a pravé žily, čím je v podstate daný aj ich generálny tvar. Skutočne len generálny, lebo morfológia ložiskových telies je dosť komplikovaná a priamo závislá od štruktúrnych pomerov prostredia, v ktorom sa z mineralizačných roztokov vyzrážali minerály žilnej výplne. Pokiaľ sú viazané na vejárovité trhliny usporiadané v pásme osi *B*, ich priebeh je pomerne pravidelný (hoci na druhej strane obsah úžitkovej zložky je značne variabilný), keď však vystupujú ako ložné žily, ich konfigurácia je variabilná. Roztoky využili samozrejme plochy diskontinuity vzniklé pri vrásnení a tvoriace sa práve v ohybových častiach vrás — synklinálach a antiklinálach (obr. č. 4). *Ak trhliny a dislokácie, ktoré sú geneticky späté so vznikom vrás, pretnú synklinálnu časť vrásy, vytvoria tak systém prívodných ciest mineralizačných roztokov. Práve na križovaní týchto dvoch diskontinuít vzniká najväčšia koncentrácia a zároveň aj najzložitejšia konfigurácia ložiskového telesa (príloha č. 1).* Sledovanie i ťažba týchto telies je značne sťažená hlavne prítomnosťou strmých žíl vyvinutých na vejárovitých trhlinách a dislokáciách, ktoré sa ľahko sledujú a na ich úkor sa môžu zanedbať časti mnohokrát bohatšie, ako napr. ložné žily.

Na celom ložisku môžeme vyčleniť 7 rudných telies. V západnej časti sú dve, z ktorých západnejšie tvorí žilu po trhline ležiacej v pásme osi *B* a východnejšie zase po bridličnatosti. Prvá z nich je uklonená k *JZ* pod uhlom 30—40° a jej mocnosť kolíše v medziach 0,3—0,5 m. Jej zistená smerná dĺžka je 350 m. Druhá má smernú dĺžku približne 150 m a sklon 40—50° na *JZ*.

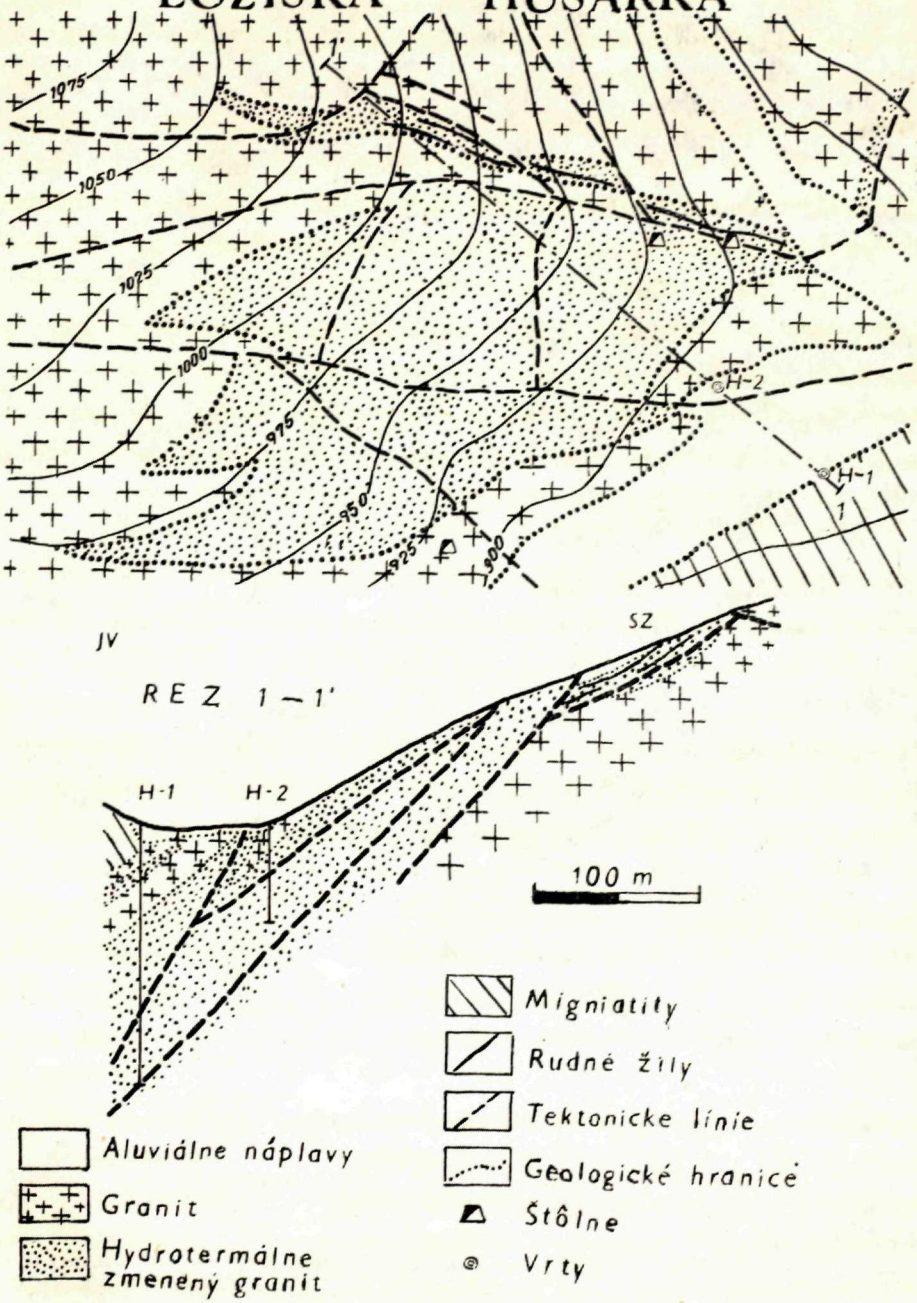
Mocnosť kolíše v medziach 0,2—0,5 m. Ide vlastne o mylonitovú výplň, v ktorej sa vyzrážal rudný obsah. Dĺžku žíl pri úklone pod úrovňami zmáhaných štôlní nepoznáme. Po úroveň štôlní je od povrchu len 25 m a môžeme predpokladať ich ďalšie pokračovanie do hĺbky.

Severný výskyt vo východnej časti tvorí samostatnú žilu, ktorej známa smerná dĺžka nepresahuje 50 m a mocnosť celého pásma je nepravidelná do 1 m. Tvar a ani dĺžka po úklone nie sú známe. Úklon je 70° k *J*. Ide o silne prekremenené okolie trhliny so šmuhami a šošovkami antimonitu nepravidelne rozmiestnenými v prekremenenom pásme.

Najbohatšia a pritom najkomplikovanejšia je stredná časť ložiska otvorená Hornou a Dolnou Anton štôlňou. Rudné telesá tu tvoria pravé aj ložné žily, z ktorých najmä ložné sú nepravidelného tvaru, lebo kopírujú vrásovú stavbu hornín. Sú to v podstate dve rudné štruktúry, ktoré sa križujú. Rudná štruktúra na juhozápadnej strane je ložná žila, ktorej celková smerná dĺžka je približne 150 m. Úklon je kolísavý. Pri povrchu je strmšia až 60° a sleduje plochu diskontinuity vzniknutú pri vrásnení, takže jej sklon sa mení cez 0° až do protiúklonu

Fig. 1. Surface geological map of the Husárka deposit. ➤
1 — alluvium, 2 — granite, 3 — hydrothermally altered granite, 4 — composite gneiss (migmatite), 5 — ore veins, 6 — tectonic lines, 7 — geological boundaries, 8 — galleries, 9 — boreholes

POVRCHOVÁ GEOLOGICKÁ MAPA LOŽISKA HUSÁRKA



Obr. č. 1

s podobnými hodnotami. Jej mocnosť kolíše v medziach 0,1—1,6 m, pričom sa pomerne rýchle mení. Môžeme uvažovať zatiaľ s úklonnou dĺžkou maximálne 50 m, hoci je reálna možnosť aj ďalšieho pokračovania.

Druhé, t. j. severovýchodnejšie teleso tvorí pravé žily na vejárovitých puklinách. Jeho smerná dĺžka je 200 m a maximálna dĺžka po úklone 80 m. Úklon sa pohybuje v rozmedzí 70—90° na obidve strany a mocnosť 0,1—1,5 m, pričom značne kolíše.

Dve ložiskové telesá v južnej časti územia, z ktorých jedno bolo zachytené Pavol Štôlňou, tvoria zrejme pokračovanie zo strednej časti, sú prerušené tektonickou líniou. Smerná dĺžka obidvoch telies je po 20 m. Úklon 60—80° a úklonná dĺžka tiež asi 30 m. Mocnosti kolíšu v medziach 0,2—0,7 m a žila má viac menej šošovkovitý tvar. Bohatšie zrudnené časti v štruktúre tvoria teleso, ktorého úklon je taký veľký ako úklon *B* osi.

Okrem uvedených telies miestami tvorí antimonit aj impregnácie. Na stavbe žíl sa podieľajú v podstatnej miere mylonit, kremeň a antimonit. V menšom množstve sa vyskytujú aj ďalšie minerály. Jednotlivé zložky žilnej výplne nemajú pravidelný priebeh. Najstálejší priebeh má mylonitová výplň. Kremeň je už nepravidelnejšie zastúpený, kým antimonit tvorí väčšiu koncentráciu len v častiach žilnej štruktúry a to nepriaznivo ovplyvňuje produktivitu žíl. Podľa doterajších výsledkov ťažby, bohatšie zrudnenie v žile tvorí telesá o veľkosti okolo 300 ton s dosť nepravidelným obmedzením, pričom dĺžka telesa býva okolo 10—20 metrov a výška 5—10 m. Môžeme ich teda označiť za anizometrické s predĺžením v horizontálnom smere.

Ložisko Husárka leží na sútoku Bieleho potoka a Husárky. Smerná dĺžka žilného pásma je 250 m, pritom jednotlivé segmenty majú dĺžku do 30 m a tvar veľmi plochých šošoviek. Ich mocnosť kolíše v rozmedzí 0,1—0,65 m. Úklonná dĺžka bude podobná ako smerná, t. j. okolo 30 m. Úklon je veľmi malý a nepresahuje 30°. Na zložení rudnej výplne sa podieľa mylonit, kremeň, antimonit ako aj ďalšie minerály.

Mineralogická charakteristika

Ložiská Sb v Nízkych Tatrách mineralogicky a geochemicky spracoval J. Hak (1966), ktorého výsledky uvádzam aj v tejto práci s doplnením našimi výsledkami mineralogického a geochemického štúdia.

V rámci antimonitových ložísk sa vyčleňujú tri mineralizačné etapy. Do prvej spadá jednak alterácia okolitých hornín minerálnymi roztokmi, pričom nastalo uvoľnenie hlavne litofilných a siderofilných prvkov a ich vylúčenie spôsobilo vznik kremeňa, pyritu, ankeritu ako aj albitu, rutilu, hematitu, arzenopyritu, jednak prínos SiO_2 a látok, z ktorých vznikol pyrit a arzenopyrit. Druhá, oddelená už tektonickými pohybmi, je charakterizovaná prítomnosťou karbonátov a to Fe-dolomitu a ojedinele sideritu. Tretia a najdôležitejšia mineralizačná etapa vyprodukovala hlavnú masu sulfidov.

Záver mineralizačného procesu patril vylučovaniu kremeňa, kalcitu a ojedinele barytu (mimo našich lokalít), ktoré sa prejavujú len vzácne, hlavne vo forme mladších žiliek.

Rudné roztoky, ako vidieť, boli jednoduché. Dôležitú úlohu tu zohralo olovo, ktoré spolu s Sb vytvorilo rad nerastov Pb-Sb, z ktorých pre naše ložiská sú dôležité zinkenit a jamesonit. Obidva sa však súčasne na jednom ložisku nevy-

skytujú. Obraz o sukcesii na popisovaných ložiskách podávajú tabuľky č. 1, 2 skonštruované podľa J. H a k a (1966) a vlastných pozorovaní.

Z premien, ktoré sa obmedzujú na okolie žíl, treba spomenúť hlavne chloritizáciu. Veľký význam má prekremenenie, ktoré je vyvinuté rovnomerne v okolí žíl. Kremeň tvorí impregnácie a drobné žilky. Hydrotermálna argilitizácia sa obmedzuje na najširšie okolie, ale najintenzívnejšia je v ich blízkosti. Prebiehala na úkor živcov v hornine a tvorí aj zhluky a nepravidelné hniezda v žilách a na ich okrajoch. Na ložisku Husárka sú argilitizované pomerne široké pásma v okolí žíl, ale aj v okolí porúch.

S procesmi oxidácie súvisí hlavne limonitizácia. Limonit vznikol na úkor pyritu a arzenopyritu, lokálne aj hematitu. Na žilách Sb sa uplatňuje ich oxidácia pri tvorbe sekundárnych minerálov a to kermezitu, valentinitu, ceruzitu a bindheimitu, ktoré tvoria pestrofarebné zhluky a povlaky (žlté červenohnedé).

Úžitkové zložky a škodliviny v rudných telesách.

Ako už samotné mineralogické zloženie ukazuje, nositeľmi hlavnej úžitkovej zložky na ložisku Lomnistá je antimonit a Pb-Sb sulfosoli. Ďalšie úžitkové prvky sú Au a Ag. Nežiadúci je vyšší obsah As a pyrit, ktorý nepriaznivo vplýva na flotáciu.

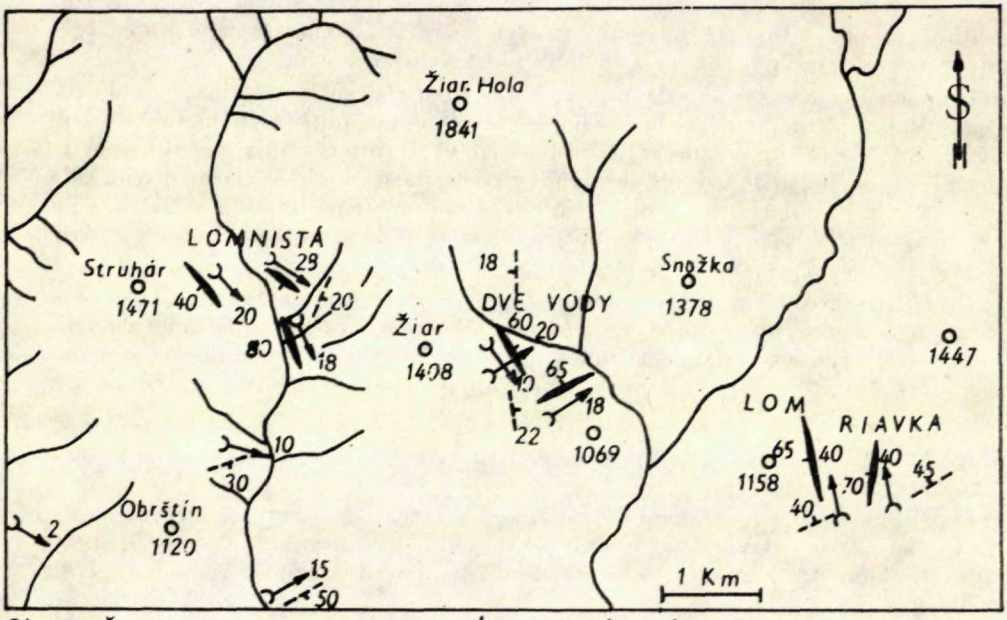
Obsahy Sb v žilách silne kolíšu od stopových hodnôt až do 31,5 %. Stopové hodnoty zhruba do 0,5 % sú v nezrudnených (jalových) častiach žíl.

V obohatených častiach dosahujú v priemere okolo 4—6 %, pričom nie sú zriedkavé ani obsahy v rozmedzí 8—12 %. Ako úžitkovú zložku a vhodnú prímes treba hodnotiť Au a Ag. Nie sú príliš vysoké, ale celkove by pre ložisko znamenali určitý prínos. Tak Au sa vyskytuje v množstve 0,1—6,3 g/t a Ag v množstve 8—30 g/t. Pritom najpočetnejšie obsahy zlata sú medzi 1—2 g/t a u striebra 8—10 g/t.

Nežiadúcou prímesou je As, ktorý sa vyskytuje v malých množstvách. Len v dvoch prípadoch, z urobených analýz, vystúpil obsah As nad 1 % (1,23 a 1,46). Ináč kolíše v medziach 0,02—0,73 %. Možno pozorovať určité zmeny v obsahu arzénu. V ložisku Lomnistá sa obsah As zvyšuje smerom na juh. Kým v Anton štôlni (Hornej i Dolnej), včítane komína, je priemerný obsah As 0,21 %, v štôlni Pavol situovanej južnejšie už 0,63 %. Kvôli prehľadnosti uvádzam tabuľku minimálnych a maximálnych obsahov As a Sb v jednotlivých technických prácach.

Tab. 3

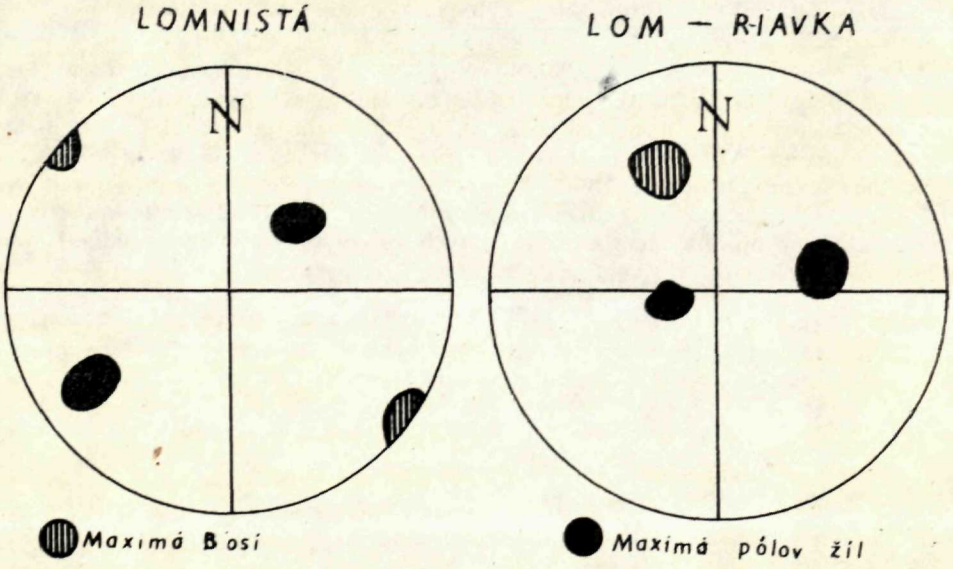
	Sb v %			As v %			∅ As
	min.	∅	max.	min.	∅	max v %	
Dol. Anton št.	st.		0,53	0,05	0,16	0,63	0,20
Komín	st.		2,29	0,02	0,28	0,73	0,21
Hor. Anton št.	0,32		32,43	0,02	0,22	0,61	
Pavol štôlňa	0,94		27,88	0,30	0,63	1,23	
Rýhy	st.		27,29	0,12	0,39	1,46	



Obr. 2 Štruktúrne prvky v území Lomnistá — Lom

rudné žily bridličnatosť B os - úklony v stupňoch

Fig. 2. Structural elements in the Lomnistá Area.
1 — ore veins, 2 — schistosity, 3 — B-axis



Obr. 3 Schematické diagramy

Fig. 3. Schematic Diagrams.
1 — B-axis maxima, 2 — vein poles maxima

Podobné zvyšovanie As môžeme pozorovať aj smerom k povrchu. Tak priemerný obsah As na Dolnej Anton štôlni + komín je 0,20 %, na Hornej Anton štôlni 0,22 %, na povrchu v rýhach 0,39 %. Tieto zmeny by sa mohli pripísať náznakom určitej zonálnosti v horizontálnom i vertikálnom smere. Samozrejme dĺžka po úklone je pomerne malá, takže treba údaje o vertikálnej zonálnosti brať s rezervou. J. Hak (1959) usudzuje, na základe sukcesívnych pomerov, že antimón bude do hĺbky ubúdať a relatívne sa zvýšia koncentrácie arzénu, prípadne olova, zinku a medi.

Na ložisku Husárka obsah Sb v ložisku kolíše od stôp do 29,8 %. Obsah arzénu je minimálny a kolíše v medziach 0,06—0,16 %.

Genéza ložísk

V kryštaliniku Nízkych Tatier sa vyskytujú početné ložiská antimónových rúd, podobne ako i v ostatných jadrových pohoriach. Otázkam ich vzniku, postavenia a veku venovalo pozornosť už viac pracovníkov v rôznych obdobiach, a tak ako u iných problémov aj tu nastali určité rozpory v názoroch na ich genézu.

Nízkotatranské antimonitové ložiská zatriedil R. Klein (1942) do dvoch skupín. K prvej zaradil ložiská $V-Z$ smeru a za ich charakteristický znak považuje ložné žily a šošovky. Priraďuje tu ložiská Medzibrod, Magurka, Suchá Dolina. Do druhej skupiny zaradil ložiská $S-J$ smeru viazané na trhliny ako Lom, Dúbrava a pod.

Samozrejme pri genetických uzáveroch nemožno vychádzať jedine z ložísk antimónových rúd ale z ložísk širšej oblasti t. j. celého ďumbierskeho pásma fatransko-tatranskej podzóny. Stretávame sa tu s odlišnými názormi. Viacerí autori považujú ložiská za variské. Bol to už O. Hynie (1921—1922), ktorý sa zaoberal zrudnením v okolí Starých Hôr a Španej Doliny, ako aj B. Cambel (1961). Kritické stanovisko k veku zrudnenia zaujali J. Ilavský a J. Čillík (1959), ktorí antimónové ložiská, podobne ako aj polymetalické a sideritové, považujú za variské, ale kladú ich až do neskoršej etapy variskej metalogénnej epochy. Podobne aj J. Koutek (1947) považuje zrudnenie za pretektonické, kým V. Zoubek (1937) pripúšťa existenciu variskeho i alpinského zrudnenia.

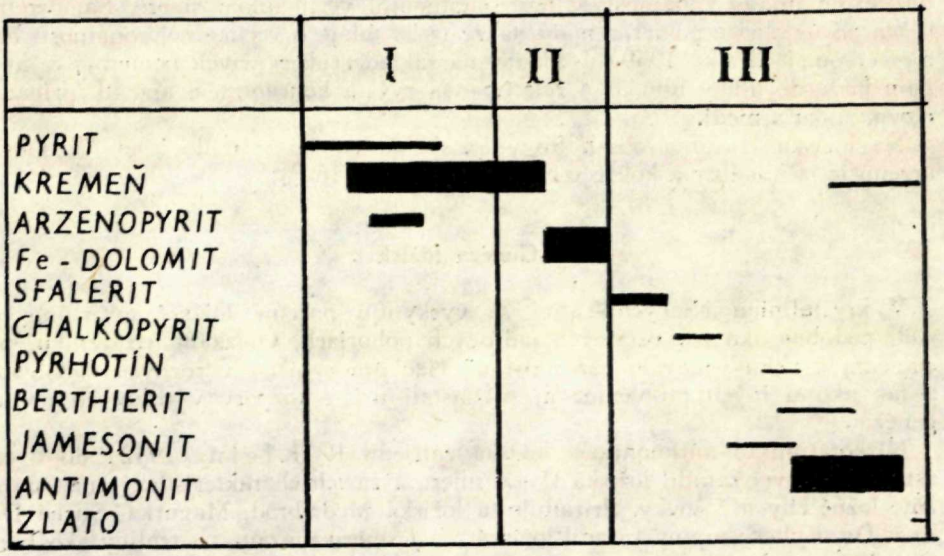
V novšej dobe poznáme už práce viacerých autorov, ktorí považujú hlavnú fázu zrudnenia za alpínsku. Treba tu spomenúť práce Z. Poubu — Z. Vejnára (1955) a D. Kubínyho (1956). Niektorí autori však považujú za alpínsku, okrem uvedených rúd, aj celú sideritovú formáciu a ich vznik kladú až do obdobia po skončení hlavných fáz alpínskeho vrásnenia (spodná-vrchná krieda). Dôkladne to rozviedol vo svojej práci M. Máška (1956), ktorý považuje metalogenézu v západných Karpatoch za etapovitú. Podobný názor zastáva aj C. Varček (1959) a iní.

Zástancovia variskeho veku zrudnenia vysvetľujú prítomnosť rudných výskytov v mezozoických horninách regeneráciou v zmysle H. Schneiderhöhna (1952) a tým odstraňujú jeden z hlavných rozporov. Otázkou postavenia antimónových žíl v oblastiach s vyššie termálnymi zrudneniami sa zaoberal C. Varček (1962). Predpokladá, že v Spišsko-gemerskom rudohorí, kde sa ložiská vyskytujú v centre pohoria, by mohlo ísť o výtvor mladších metalogenetických procesov. Z toho S. Hruškovič a M. Ťapák (in. J. Slávik a kol. 1967) predpokladajú, že antimón v komplexných sulfidoch a sulfosoliach, tzv. sulfidickej formácie, patrí do staršej neskorovariskej metalogénnej epochy, kým antimonitové žilky a impregnácie patria k výtvorom alpínskych mobilizačných a regeneračných procesov.

Chcel by som sa tu vrátiť k práci R. Kleina (1942) a k jeho zatriedeniu ložísk. Na úrovni súčasných poznatkov už jeho delenie nezodpovedá skutočnosti hlavne preto, že sú známe systémy žíl približne $S-J$ smeru s výskytom ložných žíl a šošoviek (Lomnistá) a približne $V-Z$ smeru s výskytom pravých žíl na

Tab. 1

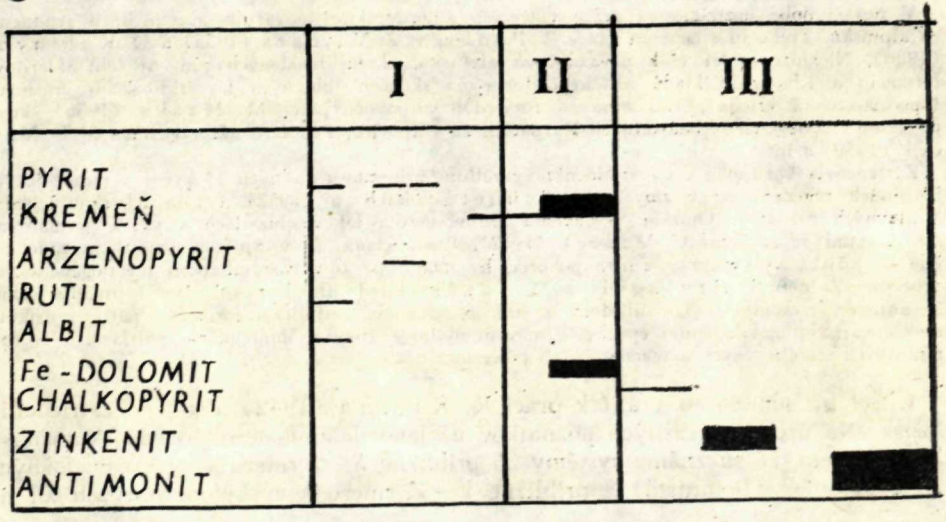
Sukcesná schéma LOMNISTÁ



Tab. 1. Mineral succession schema on the Lomnistá deposit.
1 — pyrite, 2 — quartz, 3 — arsenopyrite, 4 — Fe dolomite, 5 — sphalerite, 6 — chalcopyrite, 7 — pyrrhotite, 8 — berthierite, 9 — jamesonite, 10 — antimonite, 11 — gold

Tab. 2

Sukcesná schéma HUSÁRKA



Tab. 2. Mineral succession schema in the Husárka deposit.
1 — pyrite, 2 — quartz, 3 — arsenopyrite, 4 — rutile, 5 — albite, 6 — Fe dolomite, 7 — chalcopyrite, 8 — zinkenite, 9 — antimonite

trhlinách (Dve Vody), ktoré nie sú v súlade s jeho rozdelením. Treba tu hľadať inú cestu na vysvetlenie úložných pomerov žíl a na príčiny ich orientácie.

Najväčšiu úlohu tu zohrala pripravenosť prostredia, t. j. hlavne jeho tektonická deformácia a vznik vhodných štruktúr. Ako som už spomenul, ložisko v Lomnistej je úzko späté s vrásovými štruktúrami. Často najcharakteristickejším znakom je paralelný priebeh žíl s osami *B*, teda s antiklinálnymi a synklinálnymi pásmami. Za prívodné cesty roztokov slúžili vejárovite usporiadané trhliny v pásme osi *B*, ktorými sa roztoky dostali, hlavne vo vrcholových častiach antiklinál a synklinál, do drvených a otvorených častí pozdĺž bridličnatosti. Tak vznikli ložné i pravé žily. Podobné zákonitosti platia aj pri ložiskách Lom, Riavka a Dve Vody. Zistenie, že metamorfóza predchádzala tektonickej deformácii (pretektonická kryštalizácia) a mineralizácia nasledovala až po nej, dávajú nám možnosť dedukovať vek mineralizácie už na základe početnejšieho faktického materiálu. Najdôležitejšou úlohou bude detailnejšie spracovať územie a preštudovať vzájomné vzťahy vrásových štruktúr kryštalinika k štruktúram v mezozoiku. Keď sa dokáže, že medzi nimi existuje vzájomný vzťah, bude to zároveň aj odpoveď na otázku doby vzniku deformácie a tým aj na dobu vzniku ložiska. To by bol priamy dôkaz o príslušnosti zrudnenia k alpínskej metalogenetickej epoche, ku ktorej popisované ložiská tiež priraďujeme. V prípade, že sa zistí starší vek deformácie, odpoveď už nebude tak jednoznačná (obr. č. 2, 3).

Pretože existujú dva systémy osi *B*, možno ich považovať za prejav dvoch etáp vrásnenia. Osi *B smeru SZ—JV* sú prejavom strašnej fázy vrásnenia. Osové roviny sú uklonené na *SV*. Druhý systém osi *B* je *SV—JZ* smeru a jeho priebeh je paralelný so štruktúrami, ktoré vznikli pri alpínskej orogenéze v mezozoických horninách (osové roviny uklonené k *JV*).

Z genetického hľadiska považujeme ložiská Lomnistá i Husárka za apomagmatické, ktoré vznikali za nízkych teplôt, v zónach vzdialených od zdroja a za ložiská hydrotermálne.

Tektonické pomery na ložiskách

Tektonický vývoj prebiehal na území pred aj po vzniku zrudnenia. V prvom rade pripravil vhodné podmienky pre cirkuláciu roztokov a miesto pre vyzrážanie ich obsahu. Bolo to vrásnenie, ktoré však na základe štúdia tak malého územia nemožno spoľahlivo zaradiť do časového obdobia. Môže ísť totiž o produkty vrásnenia hercýnskeho (vo variskej vetve), alebo alpínskeho.

Pri vrásnení došlo jednak k deformácii plastickej, ktorá vyprodukovala početné vrásy a flexúry a k deformáciám rupturálnym, ktorých prejavom sú dislokácie trhliny a pukliny. Najdôležitejšie z nich sú vejárovité trhliny vzniknuté pri ohýbaní hornín, pretože sa otvárali už v priebehu vrásnivých pochodov a medzivrstevné trhliny hlavne v antiklinálnych a synklinálnych častiach vrás, kde sa mohli otvárať aj počas pôsobenia tangenciálnych tlakov. Je to priamy odraz prešmykovania jednotlivých vrstvičiek v smere pohybu (t. j. v smere tlaku), ktoré spôsobuje rozpojovanie a odlučovanie tých istých vrstvičiek v antiklinálach a synklinálach, zatiaľ čo na ramenách vrás dochádza k silnému stlačovaniu.

Je to konečne známy proces, ktorý pripravil prostredie aj pre vznik takého ložiska, ako je napr. svetoznáme ložisko antimónu Hsi-Kuang-Shan v provincii Hunan (Čína), vyvinuté v antiklinálach (F. R. Tegengren, 1921).

Takto pripravené prostredie malo značný vplyv na vývoj antimónového ložiska Lomnistá a zrejme aj okolitých ložísk (Dve Vody, Riavka).

Mineralizačné roztoky využívali práve tieto pukliny, trhliny a dislokácie pre cirkuláciu a uloženie rudného obsahu ako aj pre spojenie s ložnými štruktúrami. Počas mineralizácie nebol tektonický kľud, ale slabé pohyby intermineralizačnej tektoniky zapríčinili vznik hlavných prínosových periód (mineralizačných etáp). Po vzniku ložiska opäť nastal pohyb na zlomoch, ktoré tým porušovali už rudné žily.

Spomínal som, že nielen na ložisku Lomnistá, ale aj na blízkych ložiskách

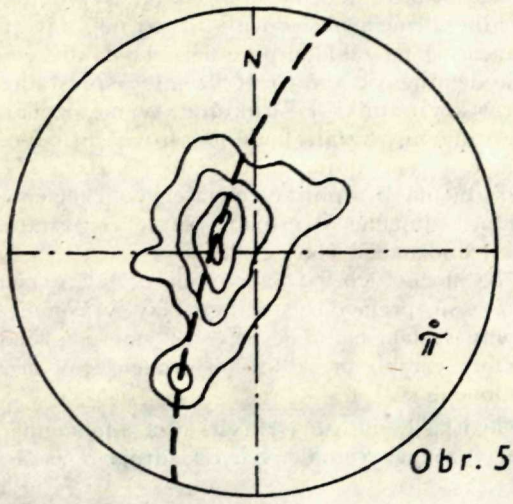


Fig. 5. Complex diagram of schistosity poles

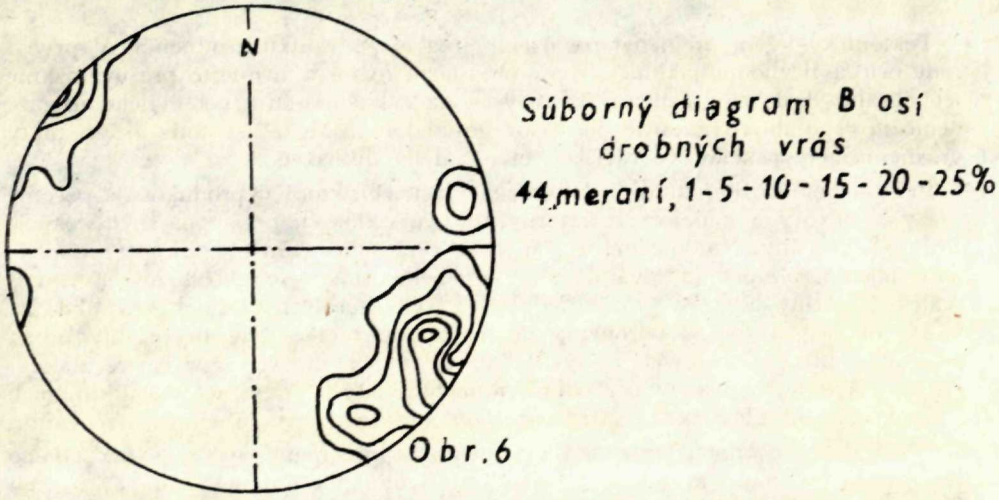


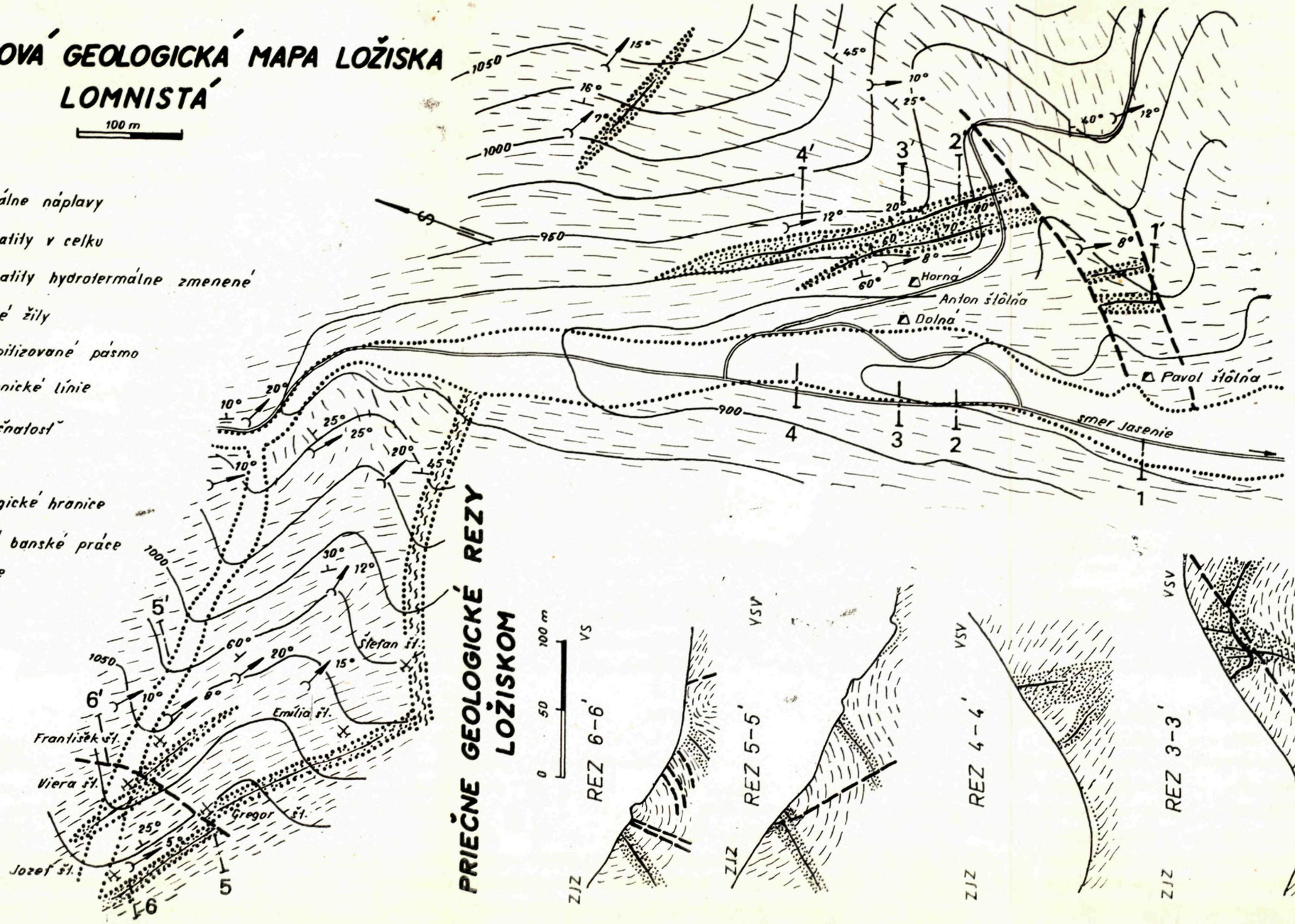
Fig. 6. Complex diagram of the B-axis of minor folds

POVRCHOVÁ GEOLOGICKÁ MAPA LOŽISKA LOMNISTÁ

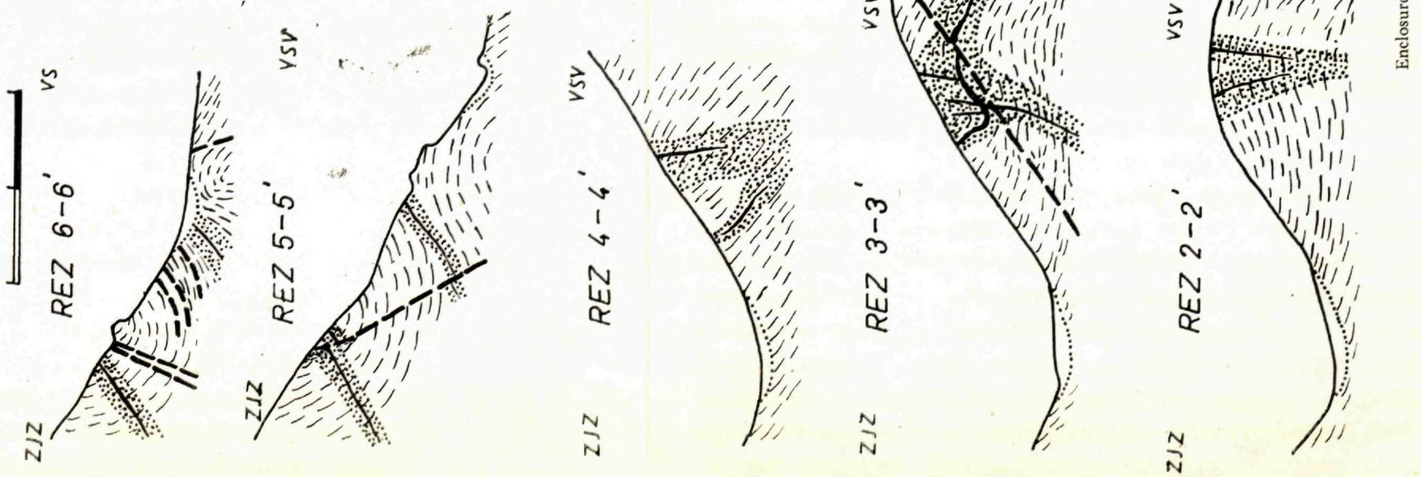
100 m

VYSVETLIVKY:

- Aluviálne náplavy
- Migmatity v celku
- Migmatity hydrotermálne zmenené
- Rudné žily
- Mylonitizované pásmo
- Tektonické línie
- Bridličnatosť
- Bos
- Geologické hranice
- Staré banské práce
- Štôlne



PRIEČNE GEOLOGICKÉ REZY LOŽISKOM



Enclosure 1. Surface geological map of the Lomnistá deposit.

1 — alluvium, 2 — massive composite gneisses, 3 — hydrothermally altered composite gneisses, 4 — ore veins, 5 — mylonitized zone, 6 — tectonic lines, 7 — schistosity, 8 — B-axis, 9 — geological boundaries, 10 — ancient mining works, 11 — galleries

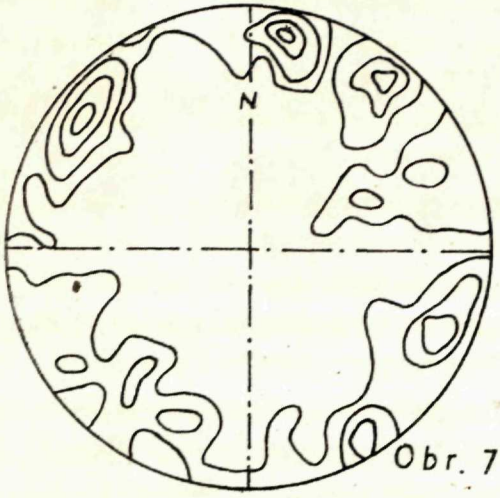
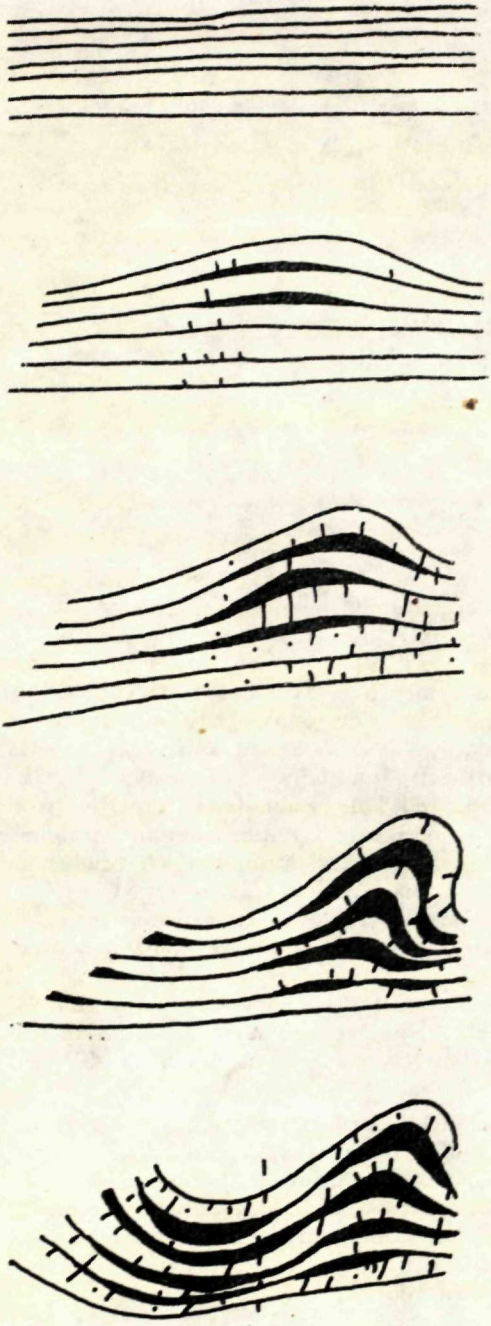


Fig. 7. Complex diagram of joint and fissure poles

Dve Vody, Riavka a Lom, sú rudné telesá a zmenené pásma paralelné s osou *B* mikrovrás aj mezovrás. Na ložisku Dve Vody je však táto zákonitosť skomplikovaná existenciou dvoch systémov mikrovrás. Prvý z nich svojím priebehom súhlasí s Lomnistou, Lomom a Riavkou (smer *SZ—JV* až *S—J*), kým druhý je na uvedený systém takmer kolmý (smer *SV—JZ*). Rudné žily sú viazané na obidva systémy. Na ložisku vzdialenom 1 km východne od kóty Žiar (1408) sú vyvinuté obidva druhy vrás, pričom ložisko je paralelné so systémom *SZ—JV*. Na ložisku vzdialenom asi 500 m severne od kóty Bukovina (1069) v okolí štôlne Mistrík, sú *B* osi, *SV—JZ* smeru a ložisko je s týmto smerom paralelné. Keď porovnávame priebeh spomínaných osí *B* v kryštaliniku s ich priebehom v mezozoiku (napr. z okolia Poník, Lučatína), vidíme, že smer *SV—JZ* je zhodný s priebehom v mezozoických útvaroch. To by naznačovalo, že vznik systému *SV—JZ* bol podmienený alpínskym vrásnením, ktorého intenzita ovplyvnila aj vývoj stavby v kryštaliniku. To by naznačovala aj veľkosť a zmysel úklonov osí *B* v rôznych územiach. V Lomnistej sú uklonené *B* osi na *JV* s priemernou veľkosťou úklonov okolo 20°. Na Dvoch Vodách je tento systém uklonený len 10° tiež na *JV*, kým na ložisku Riavka sú *B* osi uklonené 40—45° k *S* (obr. 2, 3).

Treba uvažovať aj s priebehom bridličnatosti, ktorá na ložisku Lomnistá prebieha zhruba smerom *S—J* so sklonom k *V* a na ložisku Lom a Riavka smeru *VSV—ZJZ* so sklonom k *SSZ*. V okolí ložiska Lomnistá sa maximum osí drobných i väčších vrás skoro kryje s pásmovou osou π zodpovedajúcou pásmovej kružnici prechádzajúcej pásmom najväčšieho nahromadenia pólov bridličnatosti. Z toho vidieť, že vývoj bridličnatosti indikuje priebeh osí *B* a orientácia bridličnatosti je priamo závislá na zvrásnení hornín (obr. 5, 6, 7).

Táto schéma naznačuje prítomnosť synklinálneho pásma v oblasti Dvoch Vôd spôsobeného alpínskym vrásnením. Hoci ložisko v štôlni Mistrík je paralelné s *B* osou *SV—JZ* smeru, nemôžeme povedať, či ide o žilu vyvinutú na trhline



patriacej do pásma *B* osi *SV—JZ* smeru, alebo na trhline (ac) patriacej vrásovému systému *SZ—JV* smeru.

Pokiaľ by platila domienka o príslušnosti *B* os *SV—JZ* smeru k alpínskemu vrásneniu a žila na štôlni Mistrík by patrila do pásma tejto*B* osi, dostali by sme odpoveď na vekové zaradenie antimónovej mineralizácie. Vznik týchto žíl by sa potom kládol do obdobia po hlavne fáze alpínskeho vrásnenia, teda do obdobia vrchnej kriedy a obdobia mladšieho.

Podľa zákonov zonálnosti sa antimónové zrudnenie vylučuje najďalej od zdroja. Keď vychádzame z tejto úvahy, naše ložiská treba považovať za vrcholové časti, ktoré môžu v hĺbke prejsť do iného zrudnenia, najskôr do Pb—Zn.

Tento predpoklad sa zdá byť dosť hodnoverný, lebo Pb sa podieľa podstatnou mierou na vývoji minerálov antimónových žíl jednak v početných Pb—Sb sulfosoliach, jednak ako galenit a Zn ako sfalerit. Známy je dokonca chalkopyrit, avšak v malom množstve a ten by mohol tvoriť hlavný minerál v Cu zóne pod zónou Pb—Zn.

Keď porovnáme v akom množstve sa vyskytujú prvky na žilách antimónových ložísk v oblasti Lomnistá, vidíme, že ich množstvo klesá v tomto poradí Sb-Pb-Zn-Cu, čo je poradie aj príslušných zón v schéme zonálnosti. Dalo by sa predpokladať, že s hĺbkou bude Sb ubúdať, Pb-Zn a Cu pribúdať.

Na overenie týchto zatiaľ skromných údajov bolo by potrebné urobiť dôkladnú drobnotektonickú analýzu územia spojenú s riešením vývoja štruktúr a porovnať získané výsledky s pomermi v okolitých mezozoických útvaroch, pričom v hojnej miere treba využiť princípy matematickej štatistiky. Môžeme síce využiť aj dnes známe výsledky napr. z okolia Poník

(M. Slavkay, 1968) a Veľkého Boku (J. Zelman, 1965), ale sú to územia dosť vzdialené.

Na ložisku Husárka tiež môžeme vyčleniť predrudnú, intermineralizačnú a porudnú tektoniku. Predrudná tektonika sa prejavuje zbridličnatením granitu v tesnom podloží tektonického styku medzi granitom typu Prašivá a pásmom kryštalických bridlíc. Zbridličnatenie prebieha paralelne s uvedenou tektonickou líniou a je zrejme podmienené aj jej vývojom. Aj tu sa prejavila intermineralizačná tektonika vznikom prínosových periód. Po zrudnení došlo k ďalším tektonickým pochodom — poklesom, ktoré ložisko rozsegmentovali.

Zbridličnatenie žuly je *SV—JZ smeru* so sklonom k *JV*. Podobnú orientáciu má aj tektonický styk s kryštalickými bridlicami. Predpokladám, že je to opäť vplyv alpínskeho vrásnenia, ktoré podmienilo vznik predrudnej tektoniky a tým aj tektonickú pripravenosť granitu. Až do takto vzniknutých štruktúr uložili mineralizačné roztoky svoj obsah. Vznik ložiska Husárka môžeme zaradiť do obdobia po vzniku subtatranských príkrovov.

Záver

Pri prieskume ložísk Lomnistá a Husárka sa zistil úzky vzťah rudných telies a geologických štruktúr. Rudné telesá na ložisku Husárka sú vyvinuté na plochách zbridličnatenia spôsobeného najpravdepodobnejšie alpínskym vrásnením pri vzniku subtatranských príkrovov a sú usporiadané kulisovite. Ložisko Lomnistá je zase úzko späté s vrásovými štruktúrami staršími ako štruktúry prebiehajúce paralelne so štruktúrami subtatranských príkrovov. Rudné telesá sú tu vyvinuté na trhlinách a dislokáciách umiestnených v pásme B osí vrás a v synklinálnych i antiklinálnych častiach vrás. To platí aj pre okolité ložiská Sb rúd umiestnené v kryštalických bridliciach.

Zistenie tejto zákonitosti má prospekčný význam, pretože so zmenou smeru B osí sa mení aj smer ložiska. Pri prieskume bude najdôležitejšie zostaviť geologicko-štruktúrny plán územia a potom v priestore (trojrozmerne) určiť najvhodnejšie štruktúry, v ktorých by mohli byť kumulované rudné zložky.

Doručené: 5. V. 1970
Lektoroval: Doc. Ing. Böhmer

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

ZOZNAM LITERATÚRY

D. ANDRUSOV, J. KOUTEK, V. ZOUBEK 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výskumu v jižní a v severozápadní části nízkotatranského kryštalického jadra v r. 1950 Praha—Bratislava.

B. CAMBEL 1961: Zum Problém der Metalogeneze in der West Karpathen — Geologické práce, zoš. 60, Bratislava.

J. HAK 1966: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonových ložisek — Zborník geolog. vied, rada TG, 7 Praha.

O. HYNIE 1921—22: O příslušnosti a stáří rudní formace v okolí Starých Hor a Špané Doliny na Slovensku. Zborník klubu přírodovědců v Praze.

ILAVSKÝ — I. ČILÍK 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geologické práce, zoš. 55 Bratislava.

R. KLEIN 1942: Das Antimon-Gold Vorkommen von Medzibrod nad Hronom in der Slovakei Berg. u Hötmw. Monatschefte Kgh 90.

R. KLEIN 1943: Die Eisenspätgänge am Südhang des Djumbirgebirges der Niederen Tatra Berg u. Hüttm Monatshefte Kgh 91.
J. KOUTEK 1947: Predbežné výsledky štúdia rudných ložisek revíru Staré Hory — Špania Dolina. Věstník ÚÚG, roč. XXII.
D. KUBÍNY 1956: Správa o výskume ústrednej časti ďumbierskeho masívu. Geolog. práce, Správy 9 Bratislava.
M. MAHEĽ a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, 34-XXVI — B. Bystrica—Bratislava.
M. MÁŠKA 1956: Správa o štúdiu předneogenní metalogenese Západních Karpat, zvláště Spišsko-gemerského rudohoří. Geologické práce, zošit 46, Bratislava.
Z. POUBA — VEJNAR 1955: Polymetalické rudní žily u Jasenie v Nízkych Tatraách — Zborník ÚÚG, zv. XXVII, odd. geol.
SCHNEIDERHÖHN 1952: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage- neues Jb. f. Min. Mh 2—3.
J. SLÁVIK a kol. 1967: Nerastné suroviny Slovenska — Bratislava.
M. SLAVKAY a kol. 1968: Záverečná správa Poniky — Geofond Bratislava.
F. R. TEGENGREN 1921: The Hsi-kuang-Shan antimony mining fields, Hsi-Hua district, Hunan. Bull. 3, China Geol. Survey.
C. VARČEK 1959: Zum Problém der regenerierten Lagerstätten im Sinne H. Schveider-höhns in den Westkarpaten, Zeitschr. f. angew. Geologie, Hf. 7.
C. VARČEK 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore, Geolog. práce, zoš. 80 Blava.
J. ZELMAN 1965: Vzťah drobných štruktúr ku geologickej stavbe série Veľkého Boku na SV svahoch Nízkych Tatier. Kandidátska dizertačná práca, Bratislava.
V. ZOUBEK 1937: Dva nálezy rúd v mesosoiku Ďumbierské zóny, Věstník SGÚ, roč. XIII.
V. ZOUBEK 1951: Správa o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkych Tatier medzi Bystrou a Jasenou dolinou. Věst. ÚÚG 26.
V. ZOUBEK 1964: viď Maheľ a kol. 1964.

Some Antimony Deposits in the Low Tatras Mts. Related to Geological Structures

MIROSLAV SLAVKAY

Geological Building of the Area.

The studied antimony deposits are situated in the crystalline core of the Low Tatras Mts., which represents one of the most extensive complexes of crystalline rocks cropping out from below the Upper Paleozoic and Mesozoic rocks of the Sub-Tatra nappes.

The crystalline core of the Low Tatras Mts. is formed by three tectonic units. These are from west to east, as follows:

a) The Ďumbier subzone of the Fatra — Tatride zone (Máška M. — Zoubek V. 1960), to which the described area belongs.
b) The Kraklová subzone of Veporides.
c) The Kráľová Hoľa subzone of Veporides.

The Lomnistá Deposit

The rock complex, in which antimony occurences are to be found, is formed by crystalline schists, referring to paragneisses and synkinematic composite gneisses (migmatites). In smaller amounts quartzitic paragneisses can be observed. Along the schistosity and fissures, quartz and aplite to pegmatite veins and lenses are developped.

The Husárka Deposit

The ore deposit is situated in autometamorphosed granites (Fig. 1) of the Prašivá type. This granite is somewhere affected by high-graded mylonitization, which makes it resemblant to gneis-

ses. The deposit proper lies in the highly mylonitized parts of the rocks. The ore veins are developed on the planes of schistosity forming there flat lenses of echelon arrangement, several centimeters to decimeters thick, having a small lenght in strike and dip.

Morphology of Ore Bodies

The ore bodies are represented by bedded veins (sills) and dikes, which determine their general form. Only general, in fact, because the morphology of ore bodies is very complicated and is directly dependant on the structural conditions of their generation environment. When the ore veins are related to fan-type joints, fissures or dislocations arranged in the B — axis zone, then their development has been regular on the whole. In case they take the form of bedded veins, their configuration is varied. At the point, where these two discontinuities occur, there is the major concentration and at the same time a very complex configuration of the ore body (Section 3—3', encl. 1).

Seven ore bodies are distinguishable on the deposit. Their lenght in strike varies between 20—350 m, their lenght in dip is mostly unknown. The dip of dike-shaped ore bodies ranges from 40—90° and that of bedded vein-shaped ones from 0—60°. Their thickness varies from 0.2 to 1.6 m .

The vein structure of the Husárka deposit is not continuous, but is of echelon arrangement. The vein-zone lenght in strike is 250 m, while each segment is 30 m long, having a form of very flat lenses. Their thickness varies from 0.1 to 0.65 m, their dip reaches max. 30° and their lenght in dip about 30 m.

Mineralogical Charakteristic

As to geochemistry and mineralogy, the antimony deposits were studied and described in detail by J. Hak (1966). The results of this investigation were completed by the writer's studies. (Table 1, 2.)

Antimony and Pb — Sb sulphates are the dominant useful minerals occuring in ore deposits, accompanied by gold and silver elements (by-products). Higher content of arsenic and pyrite occurence are not required. Antimony is present throughout the ore veins from very minor amounts to 31.5 per cent. Average content in the enriched parts is about 4 to 6 per cent Sb, though higher amounts of this are not rare. Between 0.1 and 6.3 g/t gold is present, while the silver content varies from 8 to 30 g/t.

Genesis of the Deposits

The antimony deposits occuring in the Low Tatras Mts. were divided by R. Klein (1942) into two groups. Ore deposits of E—W strike are referred to the first one, where bedded veins and lenses are regarded as their characteristic features. (Medzibrod, Magurka, Suchá Dolina). Ore deposits of N — S strike associated with fissures (Lom, Dúbrava, etc.) were referred to the second group.

In the light of recent investigations this division seems to be contrary to reality, because vein systems of N — S strike with bedded veins and lens occurences (Lomnistá) and those approximately of E — W strike with dikes on the fissures (Dve Vody) are known. Therefore, it is necessary to find another explanation for emplacement conditions of veins and for the causes of their orientation.

The ore veins run parallel to the B — axis, that means to the anticline and syncline zones. This fact is considered to be the most characteristic feature of these deposits. Fan-type joints, fissures and dislocations arranged in the B — axis zone served as passageways for solutions, by which those were introduced, mainly in the upper parts of anticlines and synclines, to the crushed and opened parts along schistosity. Bedded veins and dikes were formed in this way. Similar regularities apply to the Lom, Riavka and Dve Vody deposits, too. It will be necessary to investigate this area more in greater detail and to study the relation of the Crystallines fold structures and the Mesozoic structures. If evidence of these relations is discovered, it will be the answer to the question concerning the age of deformation origin and also the age of ore deposits formation, It will be a direct evidence, that this mineralization belongs to the Alpine metallogenetic epoch, to which in the writer's opinion the desecribed deposits are referred. (Fig. 2, 3.)

As to genesis, the Lomnistá and Husárka deposits are considered to be apomagmatic, originating in the zones situated far from the source at low temperatures, and of hydrothermal origin.

Tectonics of the Ore Deposits

Tectonic development in this area was effected before and after ore mineralization. During folding processes a plastic deformation producing numerous folds and flexures and a deformation by rupture represented by joints, fissures and dislocations took place. The most important of them are fan-type joints and interbedded joints, mainly in the anticlinal and synclinal parts of folds, where they could open up also during tangential stresses by thrusting laminae in the fold movement strike. (Fig. 4, photo 1.). It is actually a well-known process constituting the generation environment of the world-famous Chinese deposits in the Hunau province and of some other ones. Besides the main system of microfolds of NW—SE trending there is also a system of NE—SW strike observed on the Dve Vody deposit, where the ore veins are associated with both of these systems. (Fig. 2.)

Comparing the B-axis course in Crystallines and in Mesozoic (Poniky, Lučatín, Veľký bok) we can see, that they are of the same NE — SW strike. This means, that this system was formed under influence of Alpine folding, which is indicated also by the size and direction of the B-axis dips in different areas. On the Lomnistá deposit they incline to SE with average dips of 20°, on the Dve Vody deposit this system is dipping only 10° to SW, while on the Lom and Riavka deposits it is 40° to 50° N. (Fig. 2, 3). The B-axis course is also indicated by the evolution of schistosity in case that the maximum of the B-axis coincides with the zone-— axis π corresponding to zonal circle passing through the zone of the greatest concentration of the poles of schistosity. (Fig. 5, 6, 7). On the schema the presence of a syncline zone in the Dve Vody area due to Alpine folding is indicated. The ore veins genesis related to these structures can be assigned to the epoch following the main phase of Alpine folding, which means, that these veins are of Upper Cretaceous and of later age.

At last it is interesting to note, that it is the intermineral tectonics, that is responsible for the genesis of the main introducing periods. (Tab. 1, 2.)

Premineral, intermineral and post-mineral tectonics are distinguishable on the Husárka deposit, too. The premineral one is demonstrated by schistosity of granite closely underlying the tectonic contact of granite of the Prašivá type with the crystalline schists zone. Schistosity is of NE — SW strike dipping to SE. The tectonic contact with crystalline schists is of similar orientation. In the writer's opinion it is considered to be again due to Alpine folding responsible for the origin of premineral tectonics and at the same time also for tectonic conditions of the granite. The metal-bearing solutions emplaced their content only in the structures originated in this way. On the basis of these data, the genesis of the Husárka deposit can be placed to the epoch following the Sub-Tatra nappes development.

Statigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho palezoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier

LADISLAV NOVOTNÝ — JOZEF BADÁR

Stratigraphie, sédimentologie et mineralisation du Paléozoïque supérieur de l'Unité de Choč dans la partie nord-est du massif des Basses Tatras.

Cette contribution présente une nouvelle division stratigraphique de l'Unité de Choč dans la partie nord-est du massif des Basses Tatras. Selon cette division l'Unité de Choč est formée par les couches du Carbonifère supérieur, du Permien inférieur et supérieur et par les couches du Triasique inférieur.

Dans le Permien supérieur on a observé un developpement des lentilles avec la présence d'une flore carbonisée en fragments, qui sont associées à la mineralisation de l'uranium, du cuivre et du plomb. Les régularités de la distribution de ces lentilles et des autres lithofaciès dans le bassin de sédimentation du Permien ont été examinées par les méthodes sédimentologiques et par les analyses des paleocourants.

Les travaux géologiques ont révélé la minéralisation de l'uranium dans le Carbonifère supérieur, dans le Permien et aussi dans le Triasique inférieur Les gisements les plus connus sont associés aux structures sédimentaires dans le Permien inférieur et supérieur.

V severovýchodnej časti Nízkych Tatier vykonali sme rozsiahle geologické mapovanie spojené s litologickým, štruktúrnym a metalogenetickým výskumom. Tieto práce priniesli niektoré nové zistenia, ktoré tu predkladáme.

V chočskej jednotke v danom území sme vyčlenili súvrstvie vrchného karbónu, spodného permu, vrchného permu a spodného triasu.

Vo vrchnom perme sú vyvinuté šošovkovité polohy s úlomkami zuhoľnatenej flóry, na ktoré je viazaná mineralizácia U, Cu, Pb. Sedimentologickými metódami a paleoprúdovou analýzou sú riešené zákonitosti rozmiestnenia týchto polôh a iných litofácií v priestore permskej sedimentačnej pánvy.

Uránové zrudnenie je zistené vo vrchnom karbóne, perme a spodnom triase. Najrozšírenejšie sú výskyty viazané na sedimentárne štruktúry vo vrchnom a spodnom perme.

Stratigrafia staršieho paleozoika

L. BADÁR — I. NOVOTNÝ

Súbor komplexov hornín, označovaný ako „werfén s melafýrami" chočskej jednotky, vystupujúci v severovýchodnej časti Nízkych Tatier, v minulom storočí a prvých desaťročiach tohto storočia bol podrobený geologickému štúdiu viacmenej z hľadiska popisného, s cieľom vyriešiť geologickú stavbu územia. Nedostatkom týchto štúdií je, že k celému súboru komplexov hornín pristupovalo sa ako k veľmi mocnému súvrstviu pestrofarebných, rytmicky striedajúcich sa psefiticko-psamitických sedimentov, hlavne červených a hnedofialových farieb s horninami bázického vulkanizmu.

Prvýkrát Andrusov (1936) a potom Biely (1956) vydeľujú v najspodnejšej časti „werfénu s melafýrami" súvrstvie karbónskeho veku na základe podobného litofaciálneho vývinu z iných území.

Významným pokrokom v názoroch na vek a členenie „melafýrovej série" sú práce Bieleho (1962, 1965). Najmä posledná práca má podstatný význam pre správne názory na členenie chočskej jednotky.

Klasifikáciou sedimentov zo štruktúrneho hľadiska zaoberá sa Ďurovič (1965–1966) a podáva novšie a podrobnejšie členenie chočskej jednotky.

Petrografickým výskumom „melafýrov" chočskej jednotky zaoberal sa v rokoch 1965–1967 Vozár.

Práca E. Drnzíka (1969), opierajúca sa o podrobné prieskumné práce a práce vykonané mapovacou skupinou Geologického prieskumu uránového priemyslu v rokoch 1965 a 1966, prináša potvrdenie základných názorov Bieleho (1965) na členenie chočskej jednotky s ďalším podrobným náčrtom pre členenie mladšieho paleozoika a spodného triasu. Z dnešného hľadiska výskumov členenie uvádzané Drnzíkom (1969) je podstatne opravené (nesprávna korelácia súvrství medzi oblasťami Čierny Váh a Vikartovský chrbát) a pozmenená je stratifikácia súvrství permu.

Podrobným geologickým mapovaním v rokoch 1965–1969, ktoré vykonala mapovacia skupina Geologického prieskumu uránového priemyslu, bolo pokryté celé paleozoikum a z veľkej časti mezozoikum chočskej jednotky v mierke 1:10 000 (289 km²) a z malej časti 1:25 000 (60 km²).

Kondičné geologické mapovanie SV časti Nízkych Tatier urobilo sa pre vysledovanie jednotlivých súvrství v chočskej jednotke, pre ich vyčlenenie a podrobné štúdium z hľadiska uránonosnosti.

Úspech vyhľadávacích a prieskumných prác v chočskej jednotke na rádioaktívne suroviny mohol byť zaručený iba dôkladným geologickým mapovaním s vyčlenením rudonosných súvrství a ich vysledovaním v celom území od Nižnej Boce až po Spišský Štvrtok a Betlanovce. Mapovacej skupine sa tento zámer podaril. V ďalších rokoch geologicko-prieskumné práce sústredili sa na lokality, ktoré sa určili na základe vykonaných prác. Toto je najlepším dôkazom, že názory o nemožnosti členenia „melafýrovej série" a nemožnosti korelácie súvrství z doliny do doliny sú nesprávne a neopodstatnené.

V súlade s Bielym (1965) a ďalšími zastávame názor, že vo „werfénе s melafýrami" nepanovali extrémne sedimentačné podmienky, ako ich interpretoval Andrusov (1959). Podobne názory Máška (1961) na historicko-geologický vývoj centrálnych Karpát v mladohercýnskej etape nie sú v súlade s najnovším členením mladšieho paleozoika chočskej jednotky.

V tejto práci, ktorá je výňatkom z pripravovanej rozsiahlejšej práce o chočskej jednotke v *SV* časti Nízkych Tatier, podávame najnovšie členenie mladšieho paleozoika a spodného triasu chočskej jednotky na základe výsledkov rozsiahlych a podrobných geologicko-prieskumných prác, pri vyhľadávaní rádioaktívnych surovín a na základe litologického a textúrneho štúdia sedimentov permu.

Nami predkladaná stratifikácia je založená na podrobnom štúdiu v teréne a na poznaní, že permské sedimenty sa neprerušene vyvíjajú z podložných vrchnokarbónskych sedimentov bez diskordancie. Postupný prechod zisťuje aj Drnzík (1969) a Biely (1965), ktorý dochádza k záveru, že okrem vrchného karbónu a vrchného permu je vyvinutý aj spodný perm.

Stratigrafia a stratigrafické členenie chočskej série

1. Karbón vrchný:
   a) typické súvrstvie,
   b) prechodné súvrstvie.
2. Perm spodný:
   a) bazálne súvrstvie,
   b) spodné psamiticko-pelitické súvrstvie.

3. Perm vrchný:
   a) spodné psamiticko-psefitické súvrstvie,
   b) vrchné peliticko-psamitické súvrstvie,
   c) vrchné psefiticko-psamitické súvrstvie,
   d) vulkanogénny komplex,
   e) nadložené súvrstvie.
4. Trias spodný:
   a) kremencové súvrstvie — seis,
   b) detriticko-karbonátové súvrstvie — kampil.

Karbón vrchný

a) Typické súvrstvie ($^{bp}C_2$) je tvorené pestrým striedaním šedých a zelenošedých sericitických bridlíc, grafitických bridlíc, jemnozrnitých až hrubozrnitých arkózových pieskovcov, arkóz a drob s polohami drobnozrnitých zlepencov malých mocností. V spodnej časti súvrstvia polymiktné zlepence vystupujú v súvislých polohách väčších mocností. Podložie a najspodnejšia časť typického súvrstvia nie je známa, nakoľko v násunovej línii sa stýka s horninami série Veľkého Boku. Smerom do nadložia je pozorovateľný postupný prechod do prechodného súvrstvia. Neúplné typické súvrstvie v predmetnom území dosahuje mocnosť 200 metrov.

b) Prechodné súvrstvie ($^{bp}C_2$) — charakteristickým znakom je postupné ubúdanie sedimentov šedých farieb a pribúdanie hnedočervených sedimentov, čo do mocnosti a výskytu. Horniny tohto súvrstvia svojím zložením sa málo líšia od hornín typického súvrstvia. Mocnosť súvrstvia je 75—200 m.

Začlenenie týchto súvrství do vrchného karbónu robíme na základe petrografickej a litofaciálnej podobnosti s karbónskymi sedimentami v iných územiach. Karbónsky vek týchto súvrství bol stanovený aj palinologický Ilavskou (1963, 1964).

Perm spodný

a) Bazálne súvrstvie ($^{pk}P^a_1$) — za bazálne súvrstvie spodného permu považujeme súvrstvie rozšírené takmer po celej dĺžke územia, ktoré leží v nadloží prechodného súvrstvia a v podloží spodného psamiticko-pelitického súvrstvia, ktoré je typický permské. Súvrstvie je vytvorené svetlými, hrubo a strednozrnitými arkózovými pieskovcami, arkózami, hlavne však drobnozrnitými zlepencami. Mocnosť súvrstvia je maximálne 150 m. Prechod do nadložia je postupný, ale rýchly.

b) Spodné psamiticko-pelitické súvrstvie ($^{pb}P^b_1$) — je rozšírené po celej dĺžke územia v značných mocnostiach (250—650 m). Tvorené je v celej mocnosti hnedočervenými aleurolitmi, ílovitými bridlicami a jemnozrnitými psamitami (arkózy), ktoré sa nepravidelne alebo rytmicky striedajú (červená jalovina). V najvrchnejších častiach súvrstvia, v oblasti Čierneho Váhu, vyskytuje sa jedna až dve polohy psamitov veľmi nepravidelného šošovkového vývoja s mineralizáciou U—Cu, ktoré popisuje Drnzík (1969) a stratigraficky ich zrovnáva s vrstvami so zuhoľnatenou flórou na Vikartovskom chrbte. Toto zrovnanie nie je správne, nakoľko tu popisované súvrstvie vystupuje v hlbokom podloží sú-

vrstvia, v ktorom sú zistené polohy so zuholnatenou flórou. V nadloží týchto polôh sa vyskytujú v tenkých žilkách premigrované sadrovce, sedimenty sa stávajú strednozrnitými, pričom hranica voči nadložiu je konvencionálna.

Perm vrchný

a) Spodné psamiticko-psefitické súvrstvie ($^{pk}P^{a}_{2}$) — považujeme za bazálne súvrstvie vrchného permu (zechsteinu). Súvrstvie je rozšírené po celej dĺžke územia o mocnostiach 175—350 m. Tvorené je svetlými a hnedočervenými, drobnozrnitými, polymiktnými zlepencami, ktoré sa striedajú s hrubo až strednozrnitými psamitmi arkózového a drobového zloženia v opakujúcich sa pozitívnych gradačných zvrstveniach. Veľmi málo sa vyskytujú aleurolity, ktoré uzatvárajú gradačné zvrstvenia. V najspodnejších častiach súvrstvia je zistená (Nižný Chmelienec) poloha evaporitov (anhydrit, sadrovec) o mocnosti 30 m. Nadložná hranica je opäť konvencionálne určená v miestach prevahy jemnozrnitých psamitov.

b) Vrchné peliticko-psamitické súvrstvie ($^{bp}P^{b}_{2}$) — dosahuje mocnosti 175 až 300 m. Zistené je v celej jednotke. Vertikálne ho členíme na dve časti. Spodná časť je tvorená červenohnedými jemnozrnitými psamitmi arkózového zloženia, menej strednozrnitými psamitmi a aleurolitmi. Vrchná časť súvrstvia má pestrý vývoj, hlavne v oblasti Vikarovského chrbta. Sedimenty sú svetlozelených, svetlošedých, zelenošedých, šedých, menej hnedočervených a zriedkavo čiernošedých farieb. V prevahe sú jemno až strednozrnité psamity arkózového zloženia nad aleurolitmi. Veľmi málo sa vyskytujú ílovité bridlice. Typické pre toto súvrstvie sú detriticko-chemogénne karbonáty, z ktorých prevládajú kalcitickodolomitické pieskovce. Sprevádzané sú vývojom vrstiev s veľmi hojnými úlomkami zuholnateného rastlinstva. Flóra je veľmi slabo zachovaná pre paleontologické určenie. Na tieto vrstvy, niekoľkokrát sa opakujúce, je viazaná mineralizácia U-Cu-Pb. V najvrchnejších častiach súvrstvia a v spodných častiach vyššie nachádzajúceho sa súvrstvia v žilkách vyskytujú sa premigrované sadrovce.

c) Vrchné psefiticko-psamitické súvrstvie ($^{kp}P^{c}_{2}$) — vysledované je takmer v celom území. V oblasti Čierneho Váhu miestami chýba alebo je vyvinuté v menších mocnostiach. Na Vikartovskom chrbte lokálne dosahuje až 300 m mocnosť. Mocnosť sa obyčajne pohybuje od 10 do 200 m, pričom mocnosť sa zväčšuje smerom severným. Súvrstvie je tvorené šedobielymi, nazelenalými hrubozrnitými a strednozrnitými psamitmi arkózového zloženia. Menej sa vyskytujú drobnozrnité zlepence a jemnozrnité psamity. Tieto sedimenty majú len lokálne čisto kremenné zloženie. V celom súvrství je pozorovateľné gradačné zvrstvenie. V najvrchnejších častiach súvrstvia objavuje sa vulkanogénna prímes.

d) Vulkanogénnym komplexom — nazývame 200 až 700 m mocný súbor efuzívnych hornín, ktoré vystupujú po celej dĺžke chočskej jednotky. Komplex začína bazálnymi pyroklastikami ($^{t}\beta P^{c}_{2}$) pestrých farieb o mocnosti do 30 m, ktoré v oblasti Čierneho Váhu miestami chýbajú. Podstatnú časť komplexu tvoria výlevné horniny ($^{e}\beta P^{d}_{2}$) typických výlevných štruktúr a textúr. Podľa našich výskumov usudzujeme, že bazálne časti výlevného komplexu sú tvorené bázickejšími členmi — olivinickými diabázmi. Vyššie vystupujú melafýry, porfyrity a kremenné porfyrity. Medzi výlevnými horninami, v rôznych výškach sa často vyskytujú polohy, nepravidelne rozmiestnené, intraformačných pyroklastík intenzívne kausticky metamorfovaných. Podotýkame, že v chočskej jednotke,

v nižších súvrstviach permu a karbónu výlevné formy bázického vulkanizmu sa nevyskytujú. Pokiaľ sú známe z výsledkov geologického mapovania, ide o tektonické zdvojenie alebo o erozívne zvyšky jediného efuzívneho komplexu.

K vulkanogénnemu komplexu geneticky patria hypoabysálne horniny vystupujúce v perme a karbóne vo forme ložných a pravých žíl. U niektorých telies sú dobre pozorovateľné nadložné a podložné kontaktné zmeny sedimentov a kontaminácia. Žilné telesá majú smer *V—Z*, pričom z pozície väčších lineárnych telies voči jednotlivým súvrstviam a z geometrickej konštrukcie zisťujeme, že smerom východným a severným prechádzajú do stratigraficky mladších súvrství. Mocnosti žilných telies sú od desiatok centimetrov do prvých metrov. Najväčšie teleso o mocnosti cez 100 m vyskytuje sa v zadných častiach dolín Ipoltice a Benkovského potoka. Predpokladáme, že sú to hypoabysálne, lineárne prívody bázického magmatu geneticky späté s vulkanogénnym komplexom. Najčastejšími typmi sú dioritové porfyrity, augitické dioritové porfyrity, kremenité porfyrity a gabrové porfyrity.

e) Nadložné súvrstvie ($^{pb}P^{e}_{2}$) o mocnosti do 50 m nachádza sa bezprostredne na vulkanogénnom komplexe. Sedimenty sú typické veľmi intenzívnym hnedočerveným sfarbením. Sú to väčšinou aleurolity, ílovité bridlice, menej jemnozrnité psamity. Ich sfarbenie je spôsobené veľkým obsahom hematitu a limonitu. Vzhľadom na veľký plošný rozsah tohto súvrstvia i pri malých mocnostiach, pre jeho pozíciu a petrografické zloženie predpokladáme, že môže ísť o mierne preplavenú kôru zvetrávania podložných báziských efuzív.

Trias spodný

a) Kremencové súvrstvie (seis) tvorí súvislý 100 až 200 m mocný komplex bazálnych hornín triasu, ktorý je možné rozdeliť na spodné kremencové vrstvy, spodné bridličnato-pieskovcové vrstvy, vrchné kremencové vrstvy a vrchné bridličnato-pieskovcové vrstvy. Kremencové vrstvy sú svetlých farieb a tvorené sú kremencami, arkózovými pieskovcami a vzácne arkózami. Bridličnato-pieskovcové vrstvy sú svetlých a červenofialových farieb. Petrograficky sú to jemnozrnité a strednozrnité psamity kremenného a akózového zloženia a piesčité bridlice. Súvrstvie je vyvinuté v celej jednotke pomerne v stálych mocnostiach, bez laterálnych a litofaciálnych rozdielov. Považujeme ho za bazálne súvrstvie triasu v súlade s inými autormi. Leží v podloží paleontologicky dokázaného kampilu.

b) Detriticko-karbonátové súvrstvie (kampil) dosahuje mocnosti 60—100 m. Často je redukované alebo nahromadené vplyvom násunovej tektoniky, vyvinutej na styku s karbonátovými komplexmi stredného triasu. Sedimenty sú zelených, šedých až fialových farieb, do nadložia s pribúdajúcou karbonátovou zložkou. Zastúpené sú bridlice, piesčité bridlice, pieskovce, slienité bridlice, slieňovce, slienité vápence až vápence (v najvrchnejších častiach súvrstvia), často s faunou, pomocou ktorej bol stanovený vek súvrstvia (R o t h 1938).

V nadloží tohto súvrstvia ležia nami nerozčlenené karbonátové komplexy stredného a vrchného triasu.

Súvrstvia chočskej jednotky v podstatnej časti predmetného územia majú monoklinálne uloženie so smerom sklonu k *SZ* až *SV* a veľkosťou sklonu 10—45°, ojedinele 60°. Vo východnej časti Vikartovského chrbta, medzi Kvetnicou a Vydrníkom horniny chočskej jednotky sú uklonené k juhu s veľkosťou sklonu 20 až 45°.

Sedimentologický výskum

L. NOVOTNÝ

Sedimentologické metódy v aplikovanej, v našom prípade ložiskovej geológii sa u nás používajú len sporadicky na rozdiel od zahraničia, kde sú často jednou z metód pre vyhľadávanie ložísk synsedimentárneho pôvodu alebo im podobných.

Výskumom sedimentov chočskej jednotky z rôznych hľadísk sa predovšetkým zaoberali Ďurovič V. (1965—66) a Drnzík (1969). Ďurovič podáva podrobné štúdiá štruktúr a zloženia karbónskych a permských sedimentov a charakterizuje ich z rôznych hľadísk (stupeň zrelosti a pod.), zaoberá sa tiež genézou karbonátových konkrécií. Drnzík sa zameriava na litofaciálny výskum sedimentov, stratigrafické členenie a na štúdium medňatých pieskovcov v oblasti Čierneho Váhu z ložiskového hľadiska.

Sedimentologický výskum permu v oblasti Vikartovského chrbta sa opiera o veľké množstvo pozorovaní v teréne, rozsiahly štatistický materiál a tiež o dobré poznanie stratigrafie a tektoniky územia.

Pri ďalšom výklade sa opieram o stratigrafiu ako ju podali J. Badár — L. Novotný (1970).

Sedimentologický výskum bol zameraný hlavne na vrchnopermské, pelitickopsamitické súvrstvie (nazývané tiež produktívne, alebo kravianske vrstvy), ktoré obsahuje polohy s mineralizáciou U, Cu, Pb. Vzhľadom na komplexnosť riešenia problému bol výskum rozšírený na podložné a nadložné súvrstvia. Z tematických dôvodov podáme ďalej len stručný výťah z litofaciálnych štúdií permských súvrství. Textúrne znaky sedimentov a paleoprúdová analýza majú bezprostredný účinok na poznanie vývoja permského sedimentačného priestoru a tým aj na horizontálny a vertikálny vývoj vrstiev s úlomkami zuhoľnatenej flóry, na ktoré je viazaná U-mineralizácia ložiskového významu.

Litofaciálny vývoj permských súvrství

Úvodom je treba podotknúť, že vývoj permských sedimentov z podložných karbónskych sedimentov je kontinuitný, ako to konštatovali viacerí autori (Biely — 1962, 1965, Ďurovič — 1965, Drnzík — 1969, Badár — Novotný — 1970).

Spodný perm

a) Sedimentácia začína uložením hruboklastického bazálneho súvrstvia, ktoré je voči podložiu ostro ohraničené, do nadložia je postupný ale rýchly prechod. Súvrstvie je voči podložiu a nadložiu uložené konkordantne. Miestami značne mocné súvrstvie tvoria svetlé a svetločervené (na východe územia), väčšinou hrubozrnité psamity arkózového zloženia a drobnozrnité zlepence. Úlomky klastík sú tvorené hlavne bielym kremeňom s bielymi a ružovými živcami (o veľkosti až 1 cm), v niektorých oblastiach granitoidnými horninami. Zaoblenie úlomkov je je v priemere subangulárne až semioválne. Zloženie sedimentov, stupeň zaoblenia úlomkov, charakter zvrstvenia (monotónne), veľká zmena charakteru sedimentu oproti podložiu, rozšírenie v celej jednotke v presnej stratigrafickej výške je dôkazom nástupu nových sedimentačných podmienok spôsobených zrejme geotektonickým nepokojom. Zloženie sedimentov potvrdzuje, že zdrojom boli granitoidné

masívy, ktoré podliehali rýchlej erózii. Transport klastík bol zrejme krátky. Určiť charakter sedimentačného prostredia je obtiažné. Predpokladáme, že sedimentácia prebiehala vo vodnej pánve, čomu by nasvedčovala dobrá vytriedenosť klastík a výsledky štúdia textúr juhovýchodne od Liptovskej Tepličky. Tu vo veľkých odkryvoch vystupujú svetlé, hrubozrnité psamity arkózového zloženia (v slabých polohách zlepence), ktoré sú v mocných súboroch šikmo zvrstvené. Šikme zvrstvenia sú veľké v desiatkach cm až v prvých metroch. Časté sú tiež prúdové čeriny. Vzájomné vzťahy študovaných orientácií dlhých osí okruhliakov so smerovou orientáciu lamín šikmého zvrstvenia a osami čerín jasne ukazujú na sedimentáciu vo vodnom prostredí s orientáciou prúdov v dvoch na seba kolmých smeroch. Transport okruhliakov prebiehal zrejme kotúľaním. S podrobného rozboru usudzujem, že sedimentácia aspoň časti bazálneho súvrstvia prebiehala trakčnými prúdmi v príbrežných zónach šelfového mora.

b) V nadloží bazálneho súvrstvia leží mohutný až 650 m mocný komplex jemnozrnitých hornín intenzívnej hnedočervenej farby. Súvrstvie, ktoré nazývame spodným psamiticko-pelitickým, na základe pomerného zastúpenia sedimentov uvedenej zrnitosti, je zložené hlavne z aleurolitov (až pelitov) a jemnozrnitých (málo strednozrnitých) psamitov arkózového zloženia. Sedimenty sú nepravidelne alebo rytmicky (zriedka pozitívne gradačne) zvrstvené, v najvrchnejšej časti s „nástupom" pozitívne gradačných zvrstvení (prechodná časť do nadložného, hruboklastického súvrstvia). Vo vrchnej štvrtine súvrstvia sa nachádzajú, v dvoch vertikálne málo vzdialených horizontoch (oblasť Čierneho Váhu), veľmi nepravidelne rozmiestnené šošovkovité telesá psamitov s mineralizáciou U, Cu (D r n z í k, 1969). V nadloží týchto horizontov boli zistené premigrované sadrovce v tenkých žilkách (N. Chmelienec a Svarínka). Sedimenty tohto súvrstvia sú lavicovite, doskovite, najčastejšie laminovane zvrstvené. Laminy sú tvorené striedaním pelitického a aleurolitického materiálu. Sú rovné, často sprehýbané a popretŕhané. V centimetrových rozmeroch sú viditeľné súbory šikmých zvrstvení, sklzové deformácie a pretŕhanie lamín. Jemný klastický materiál sedimentoval zrejme v suspenzii a ešte v plastickom stave, pri porušení stability podložia sa presúval až zaujal stabilnú polohu. Na vrstevných plochách, tiež kolmo na ne, sú viditeľné nepravidelné červíkovité útvary malých rozmerov. Tvorené sú (vyplnené) obyčajne hrubším materiálom. V niektorých prípadoch sa zdá byť isté, že ide o bližšie neurčiteľné bioglify, vo väčšine prípadov sú to útvary vzniknuté mechanicky pri sedimentácii.

Na základe týchto faktov usudzujeme, že sedimentácia prebiehala vo veľmi plytkej vodnej pánve za ustavičného prínosu kalového a jemnoklastického materiálu pri stálom klesaní sedimentačného priestoru. Subsidencia sa spomalila alebo prestala v najvrchnejších častiach súvrstvia, kde nastúpila silne znečistená evaporitová facia v netypickom lagunárnom prostredí. Sedimenty dvoch spodnopermských súvrství označujeme ako prvý permský sedimentačný cyklus.

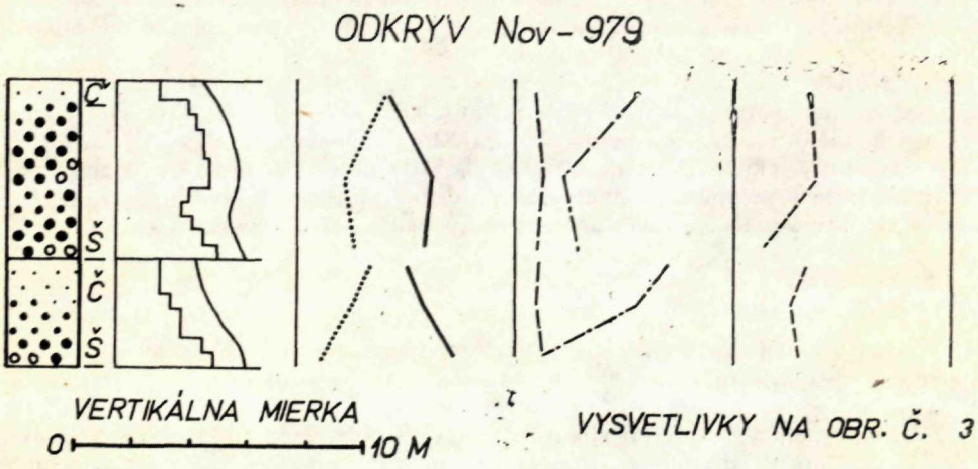
V r c h n ý p e r m

Nástup vrchnopermskej sedimentácie je sprevádzaný opäť geotektonickým nepokojom a s tým spojeným prínosom hruboklastického materiálu do pánvy.

a) Spodné psamiticko-psefitické súvrstvie tvoria hlavne hrubozrnité psamity arkózového, menej drobového zloženia a drobnozrnité, polymiktné zlepence. Menej sú zastúpené stredno a jemnozrnité psamity, prípadne aleurolity. Hrubé

klastiká sú svetlých farieb a jemnozrnité (obr. č. 4) až hnedočervených (fialových) farieb. Urobený rozbor obliakov (frakcia nad 1 cm) z bazálnych častí gradačných zvrstvení ukazuje, že prevláda kremeň (až 50 %), potom svetlé a čierne kremence, epipsamity, fylity, granitoidy, vzácne bázické efuzíva a kremenné porfýry. Zaoblenie je v priemere subangulárne až semioválne. Všetky tieto sedimenty sú usporiadané v cyklicky sa opakujúcich pozitívne gradačných zvrstveniach; to je charakteristickým znakom celého (obr. č. 3) súvrstvia. Mocnosti gradačných zvrstvení sú 2—20 m, priemerne 4—5 m. V pozitívne gradačných zvrstveniach sa pozorujú zaujímavé textúry, ktoré bližšie osvetľujú procesy a prostredie ich vzniku. V najspodnejších častiach niektorých zvrstvení sú časté závalčeky a šošovky jemných sedimentov vzniknutých pri rozmývaní podložia, „šošovky" jemných sedimentov s imbrikáciou, erozívne korytá, sklzové deformácie v metrových rozmeroch s únikom sedimentu od podložia. Drobné sklzové deformácie a hlavne laminované zvrstvenia, v niektorých oblastiach i šikmé zvrstvenia, sú časté v jemných sedimentoch pri zakončení gradačných zvrstvení.

Gravitačné vytriedenie klastík v gradačných zvrstveniach je možné len vo vodnom prostredí. Predstaviť si sedimentáciu takto zvrstvených sedimentov ako prínos klastík v jednotlivých dávkach so stále sa zjemňujúcou zrnitosťou je obtiažne, hlavne pre nemožnosť zdôvodniť takúto sedimentáciu ako dôsledok neustále sa opakujúceho zväčšovania a zmenšovania erózie v znosových oblastiach, alebo prehlbovania či výzdvihu dna sedimentačného priestoru podľa klasických predstáv (pochody by sa museli opakovať 40—70-krát, čo je počet gradačných zvrstvení pri rôznej mocnosti súvrstvia). Predpokladáme, že prínos klastík prebiehal z erodovaných oblastí do vodnej pánvy, kde na miernejších sklonoch sa nahromadili masy týchto sedimentov nasýtených vodou. Pri porušení stability týchto más, či už vonkajším alebo vnútorným popudom, dochádzalo k ďalšiemu pohybu klastík, ktoré sa pri určitej rýchlosti vznášali v suspenzii s vodou a premiestňovali sa vo forme prúdov po viac sklonenom dne bazénu. V tomto prostredí sa klastiká gravitačne ľahko vytriedili, v závislosti na zmenšovaní unášacej rýchlosti. S pohybom po už uložených, ešte však hydroplastických sedimentoch boli tieto erodované — rozmývané a ich úlomky uzatvárané vo vznikajúcich gradáciach. Po uložení dochádzalo často ku sklzom hydro-



plastických más, pričom vznikali typické textúry. Pri sedimentácii jemných častíc bola rýchlosť unášania menšia. Vznikali drobné sklzové deformácie a laminované zvrstvenie. Táto interpretácia vzniku cyklicky sa opakujúcich gradačných zvrstvení najlepšie zodpovedá zisteným faktom.

V najspodnejších polohách tohto súvrstvia, na rozhraní s podložným súvrstvím, je zistená (30 m mocná) poloha anhydritu a sadrovca litofaciálne patriaca zakončeniu sedimentácie v prvom permskom sedimentačnom cykle.

b) Prechod z podložia do vrchného pelitícko-psamitického súvrstvia je pozvoľný, v stále sa zjemňujúcich (zrnitosť) gradačných zvrstveniach, pričom ich mocnosť sa zväčšuje. Hranicu medzi súvrstviami nie je možné presne určiť. Toto súvrstvie, tiež nazývané kravianske alebo produktívne vrstvy, rozčleňujeme na spodnú a vrchnú časť. Spodná časť je tvorená hnedočervenými, jemnozrnitými a strednozrnitými psamitmi arkózového zloženia a tiež aleurolitmi. Tieto sú v spodných častiach pozitívne gradačne zvrstvené so vzrastajúcou mocnosťou gradácií. V nich sa objavuje i rytmické zvrstvenie, ktoré vyššie prevláda. V jemnozrnitých sedimentoch sú veľmi hojné konkrécie karbonátov, ktoré lokálne vytvárajú pseudovrstevné útvary. Charakter sedimentácie a textúrne znaky sedimentov tejto časti súvrstvia sú veľmi podobné podložnému súvrstviu a mali by teda i tu pokračovanie. Postupne sa však podmienky v sedimentačnom priestore

OBR. Č. 4

KORELAČNÉ VZŤAHY NIEKTORÝCH PRVKOV V GRADAČNÝCH ZVRSTVENIACH

KUBAŠOK ODKRYV Nov-990

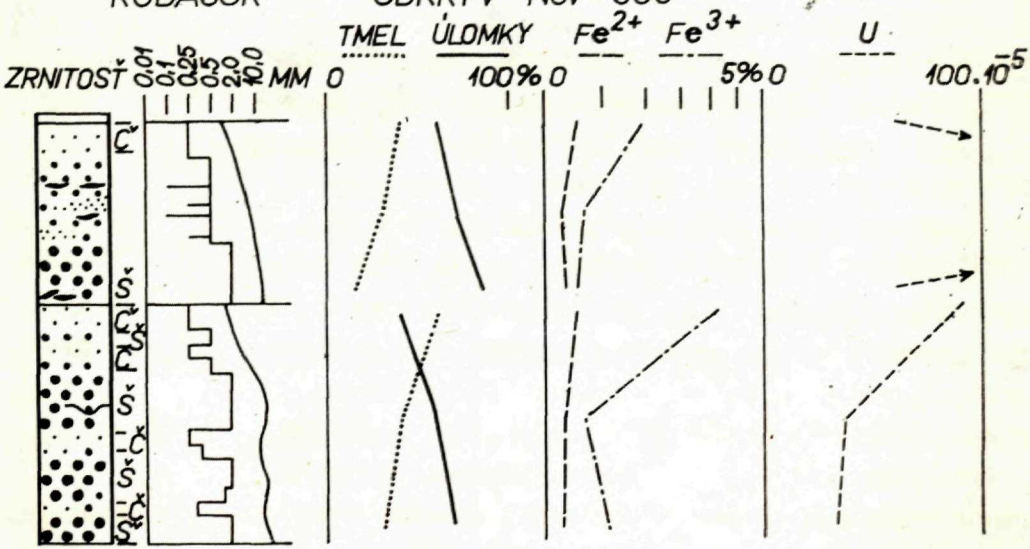


Fig. 4. Relations of some elements in graded beddings with respect to the correlation. Explanatory notes see on Fig. 3.

menili. Predpokladám, že dochádzalo k splytčovaniu bazénu a postupne k jeho prechodnému rozčleneniu na dielčie sedimentačné priestory typu lagún, prípadne až kontinentálnych jazier so zvyšujúcou sa salinitou. Tento názor vznikol na podklade rozboru sedimentov vo vrchnej časti súvrstvia. Vývoj zo spodnej časti je kontinuitný. Sedimenty majú rovnaké zloženie, ale ich farba je odlišná. Prevládajú zelenkavé, šedozelené, šedé, ojedinelé až čiernošedé farby. Sfarbenie je sčasti epigenetické, sčasti syngenetické od úlomkov zuhoľnatenej flóry. Charakteristickým znakom vrchnej časti (obr. č. 5) súvrstvia je prítomnosť polôh jemno a strednozrnitých psamitov arkózového zloženia, šošovkovitého tvaru, šedých farieb s hojnými úlomkami zuhoľnatenej flóry (na tieto vrstvy je viazaná mineralizácia U, Cu, Pb). V nadložnej časti týchto polôh sú časté polohy — vrstvy detriticko-chemogénnych karbonátov, z ktorých prevládajú kalciticko-dolomitické pieskovce šedých farieb (zvetrávajú na hnedú piesčitú masu). Ešte vyššie sú veľmi hojne sa vyskytujúce premigrované sadrovce v žilkách (mm až cm mocností, ktoré sú časté i v spodných vrstvách klastického súvrstvia ležiaceho v nadloží.

Z textúrnych znakov je veľmi charakteristické plošné lineárne usporiadanie

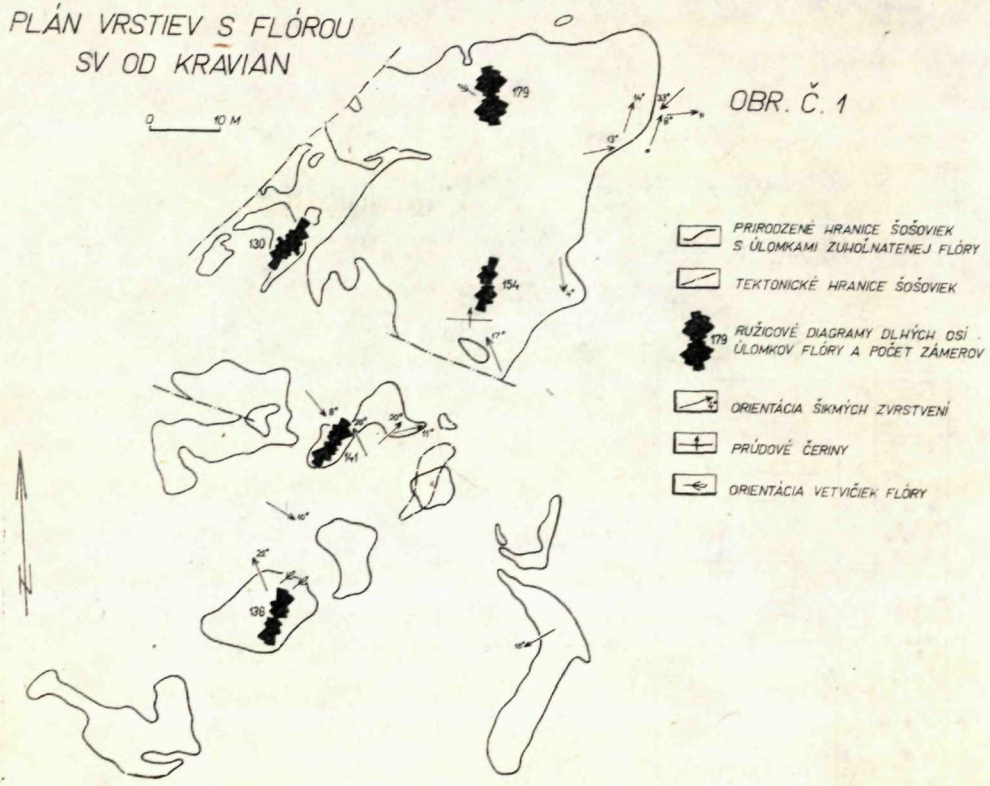
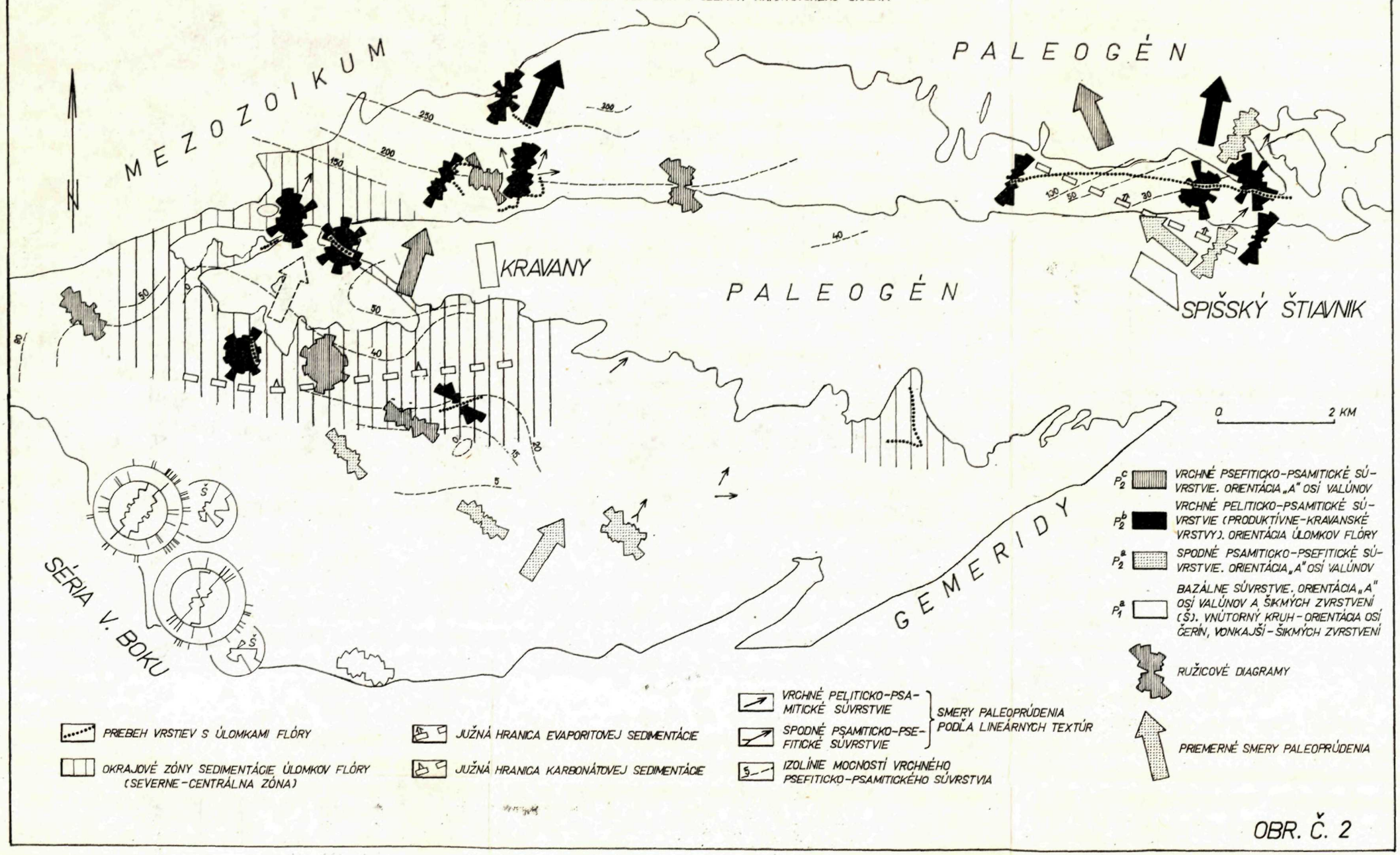


Fig. 1. Plan of strata containing plant remains NE of Kravany.
1 — natural boundaries of lenses, 2 — tectonic boundaries of lenses, 3 — current rose diagrams showing long axes of plant remains and the number of observations, 4 — cross-bedding orientation, 5 — current ripple marks, 6 — orientation of plant branches.

MAPA PALEOPRÚDENIA A ROZŠÍRENIA VRSTIEV S ÚLOMKAMI FLÓRY

V PERME CHOČSKEJ JEDNOTKY V OBLASTI VIKARTOVSKÉHO CHRBTA



OBR. Č. 2

Fig. 2. Paleocurrent map and distribution of strata containing plant remains in the Permian of the Choč Unit in the Vikartovský Chrbát Range region.

1 — course of strata with plant remains, 2 — plant remains sedimentation edge zones (north-central zone), 3 — southern boundary of evaporite sedimentation, 4 — southern boundary of carbonate sedimentation, 5 — upper pelitic-psammitic beds, 6 — lower psammitic-psephitic beds (paleocurrent directions according to the linear structures), 7 — isolines of thickness of the upper psephitic-psammitic beds, 8 — upper psephitic-psammitic beds, pebble „A"-axis orientation, 9 — upper pelitic-psammitic beds (productive-Kravany strata), plant remains orientation, 10 — lower psammitic-psephitic beds, pebble „A"-axes orientation, 11 — basal beds, pebble „A"-axes and cross-bedding orientation (Š). Inner circle: ripple mark axes orientation, outer circle: cross-bedding orientation, 12 — current rose diagrams, 13 — average paleocurrent directions.

LITOLOGICKÉ KOLONKY A TEXTÚRY

A- KUBAŠOK
ODKRYV Nov-979

A- KUBAŠOK
ODKRYV Nov-990

B-BYSTRÁ DOLINA
ODKRYV Bad-965

C- VIKARTOVSKÝ CHRBÁT, VRT-465

A- BYSTRÁ DOLINA
ODKRYV Nov-691

ZRNITOSŤ 0.01 0.1 0.25 0.5 2.0 10.0 MM

ELÚVIUM

103 164

A
SPODNÉ PSAMITICKO-PSEFITICKÉ SÚVRSTVIE

B
VRCHNÉ PELITICKO-PSAMITICKÉ SÚVRSTVIE (PRODUKTÍVNE)

C
VRCHNÉ PSEFITICKO-PSAMITICKÉ SÚVRSTVIE (S ČASŤOU VULKANOGÉNNEHO KOMPLEXU)

VERTIKÁLNA MIERKA
0 10 M

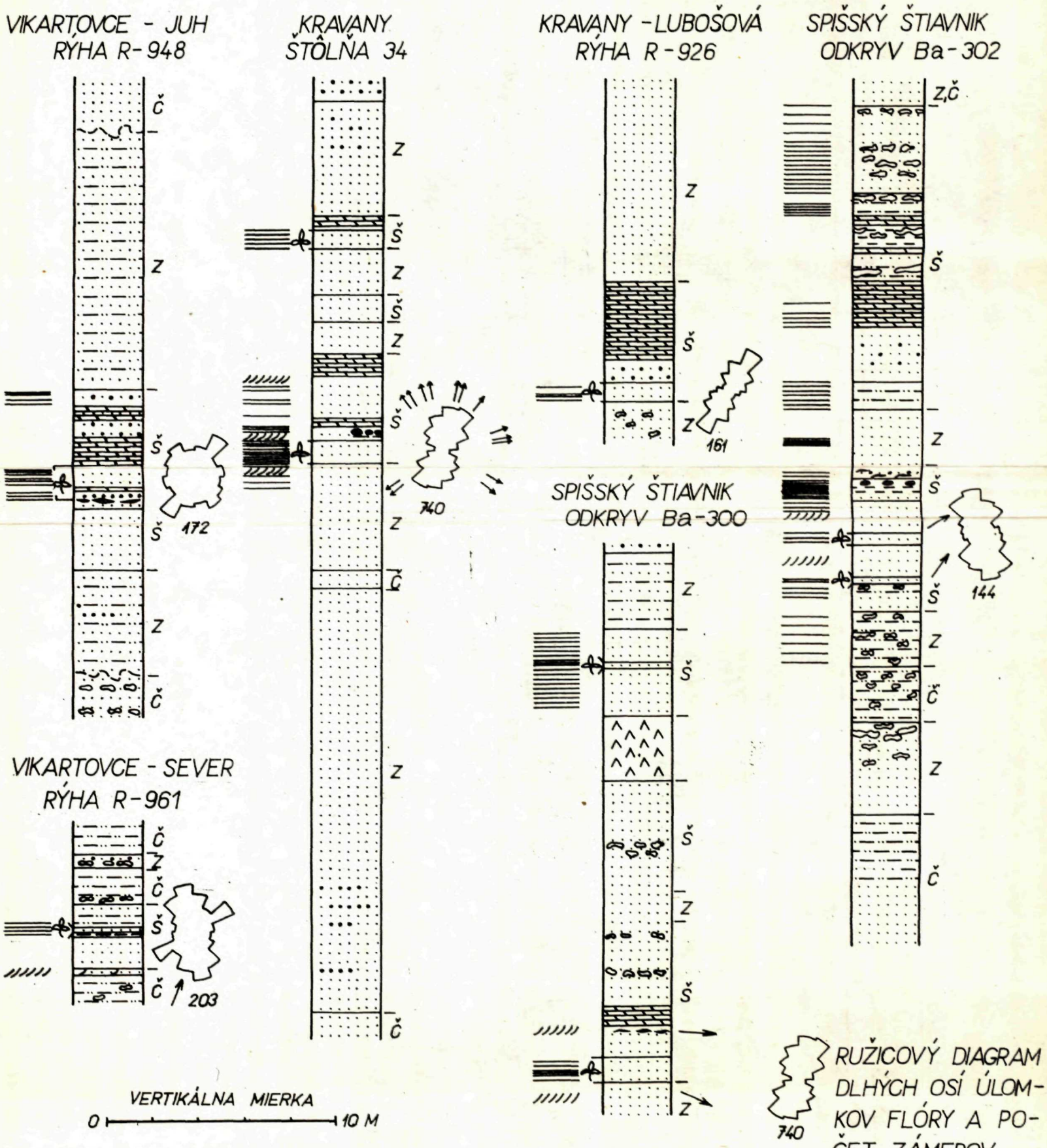
1 - TUFY, 2 - TUFITY, 3 - ALEUROLITY, 4 - JEMNOZRNITÉ, 5 - STREDNOZRNITÉ, 6 - HRUBOZRNITÉ PSAMITY, 7 - DROBNOZRNITÉ PSEFITY, 8 - ŠOŠOVKY ALEUROLITOV A PELITOV, 9 - ŠOŠOVKY PSAMITOV S VALÚNMI, 10 - ZÁVALKY PSAMITOV, 11 - ROVNOBEŽNE LAMINOVANÉ ZVRSTVENIE, 12 - EROZÍVNE KORYTO, 13 - SKĽZOVÉ DEFORMÁCIE, 14 - RUŽICOVÝ DIAGRAM „A" OSÍ VALÚNOV A POČET ZÁMEROV, 15 - SMER PRÚDENIA PODĽA IMBRIKÁCIE ŠOŠOVIEK ALEUROLITOV, 16 - PODĽA SKĽZOVÝCH DEFORMÁCIÍ, 17 - ORIENTÁCIA EROZ. KORYTA, 18 - ČERVENOHNEDÁ, 19 - SVETLOŠEDÁ, 20 - SVETLOZELENÁ A ŠEDOZELENÁ FARBA HORNÍN

Fig. 3. Lithological columns and structures.

A — lower psammitic-psephitic beds, B — upper pelitic-psammitic beds (productive), C — upper psephitic-psammitic beds (with part of volcanic complex). 1 — tuffs, 2 — tuffites, 3 — siltstones, 4 — fine-grained psammites, 5 — medium-grained psammites, 6 — coarse-grained psammites, 7 — fine-grained psephites, 8 — siltstone and pelite lenses, 9 — psammite lenses containing pebbles, 10 — pebbles of psammites, 11 — parallel lamination bedding 12 — erosion bed, 13 — sliding deformations, 14 — current rose diagram of pebble „A"-axes and the number of measurements, 15 — current direction according to siltstone lenses imbrication, 16 — current direction according to sliding deformations, 17 — erosion bed orientation, 18 — red-brown coloured rocks, 19 — light grey coloured rocks, 20 — light green and grey-green coloured rocks.

LITOLOGICKÉ KOLONKY A TEXTÚRY OBR. Č. 5

SÚVRSTVIA S VÝVOJOM VRSTIEV S FLÓROU A KARBONÁTOVÝMI HORNINAMI



1 - KALCITICKO - DOLOMITICKÉ PIESKOVCE AŽ PIESČITO - DOLOMITICKÉ VÁPENCE, 2 - PELITY, 3 - ALEUROLITY, 4 - JEMNOZRNITÉ PSAMITY, 5 - STREDNOZRNITÉ PSAMITY, 6 - BÁZICKA ŽILNÁ HORNINA, 7 - KONKRECIE PELITOKARBONÁTOV S BITUMINÓZNYM PIGMENTOM, 8 - ŠOŠOVKY BITUMINÓZNYCH PELITOV, 9 - KARBONÁTOVÉ KONKRÉCIE AŽ PSEUDOVRSTEVNÉ TVARY, 10 - VRSTVY S ÚLOMKAMI ZUHOĽNATENEJ FLÓRY, 11 - ROVNOBEŽNE LAMINOVANÉ ZVRSTVENIE, 12 - ŠIKMÉ ZVRSTVENIE, 13 - ORIENTÁCIA LAMÍN ŠIKMÉHO ZVRSTVENIA (SEVER HORE), 14 - ČERVENOHNEDÁ, 15 - ZELENÁ A ŠEDOZELENÁ, 16 - ŠEDÁ A ČIERNOŠEDÁ FARBA HORNÍN

Fig. 5. Lithological columns and textures of beds with plant remains containing strata development and carbonate rocks.

1 — calcitic-dolomitic sandstones to sandy-dolomitic limestones, 2 — pelites, 3 — siltstones, 4 — fine-grained psammites, 5 — medium to coarse-grained psammites, 6 — basic dike rock, 7 — pelitic carbonate concretions with bituminous pigment, 8 — bituminous pelite lenses, 9 — carbonate concretions to pseudobedded forms, 10 — strata containing carbonised plant remains, 11 — parallel lamination bedding, 12 — cross-bedding, 13 — cross-bedded laminae orientation (N, on top), 14 — red-brown coloured rocks, 15 — green to grey-green coloured rocks, 16 — grey to black-grey coloured rocks.

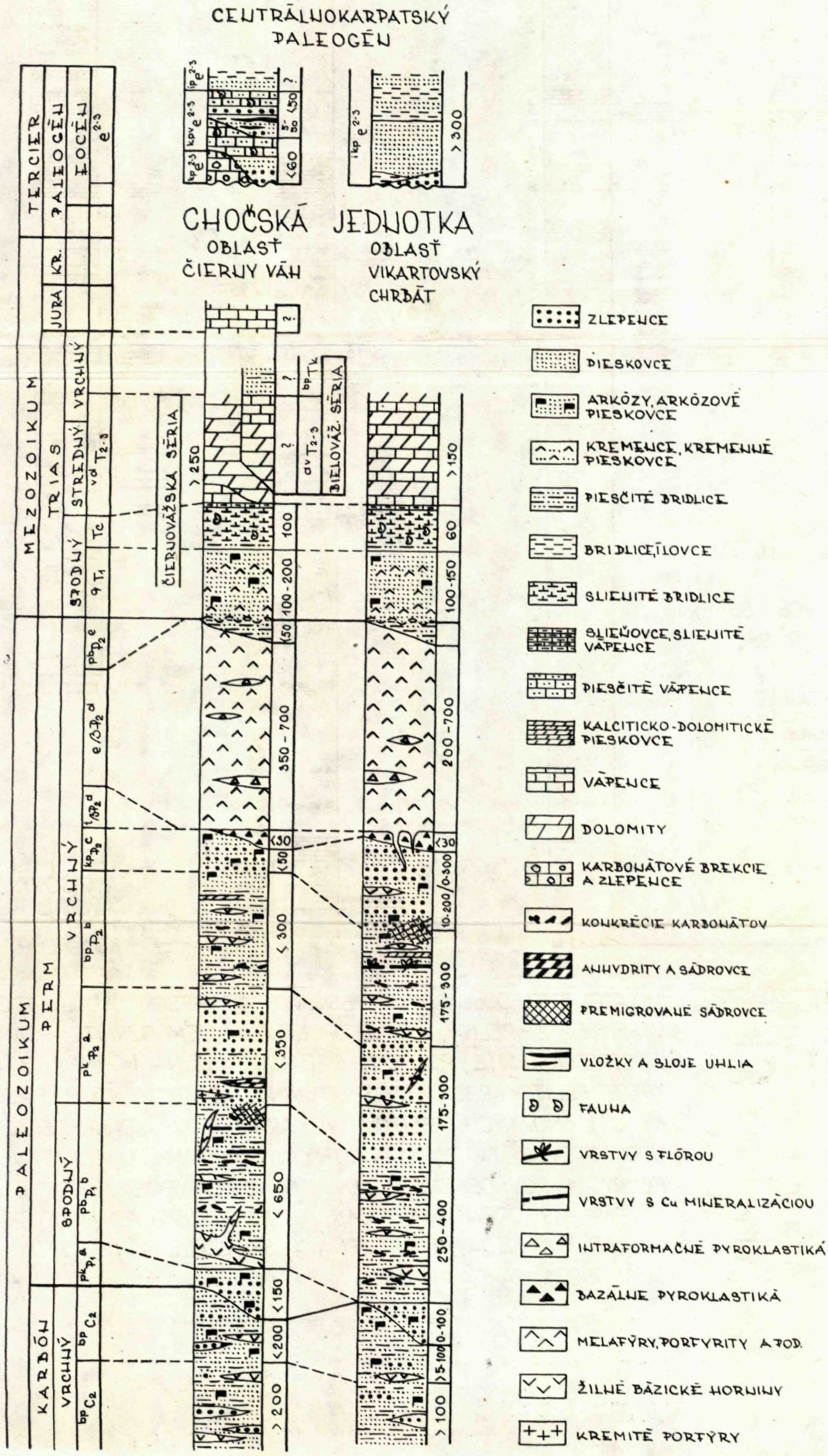
STRATIGRAFICKÉ SCHÉMY

CHOČSKEJ JEDNOTKY SV ČASTI NÍZKYCH TATIER

Stratigraphy, Sedimentology and Mineralization in the Upper Paleozoic of the Choč Unit in the NE Part of the Low Tatras M.s.

1970

ZOSTAVILI: J. BADÁR, L. NOVOTNÝ

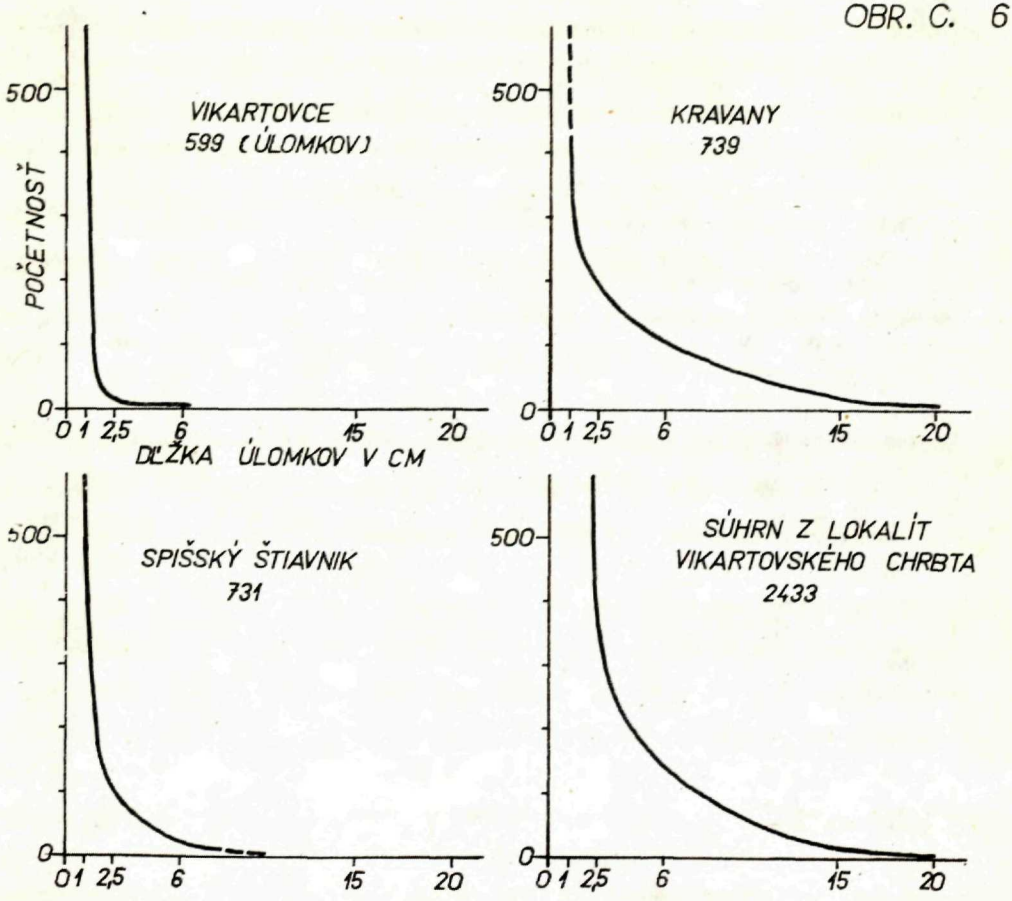


Enclosure 1. Stratigraphic schemas of the Choč Unit in the NE part of the Low Tatras Mts. 1 — conglomerates, 2 — sandstones, 3 — arkoses, arkose sandstones, 4 — quartzites, quartzitic sandstones, 5 — sandy shales, 6 — shales, claystones, 7 — marl slates, 8 — marlites, marly limestones, 9 — sandy limestones, 10 — calcitic-dolomitic sandstones, 11 — limestones, 12 — dolomites, 13 — carbonaceous breccias and conglomerates, 14 — carbonate concretions, 15 — anhydrite and gypsum, 16 — premigrated gypsum, 17 — coal seams and sheds, 18 — fauna, 19 — strata with flora, 20 — intraformational pyroclastics, 21 — basal pyroclastics, 22 — melaphyres, porphyries and others, 23 — basic dike rocks, 24 — quartz porphyries.

úlomkov zuholnatenej flóry, ktorého štatistické spracovanie a analýza (obr. č. 2) poukazuje na jednosmerné prúdenie pri sedimentácii flóry (je alochtonná), výnimočne v okrajových častiach bez zjavného usporiadania. Výskyt drobných a väčších šikmých zvrstvení, čerín, konfigurácia a mocnosť týchto šošoviek s flórou (dlhšia os šošoviek súhlasí s orientáciou úlomkov flóry, obr. č. 1) spolu s orientáciou úlomkov flóry nám určuje spôsob vzniku a tiež sedimentačné prostredie.

Do dielčich lagún boli usmernenými tokmi (riekami) prinášané úlomky flóry, ktoré boli hneď prekrývané vrstvičkami sedimentov (laminované zvrstvenie) alebo „vypadli" z prúdu súčasne (masívne zvrstvenie). V aridnej klíme nastúpila (takmer súčasne) v týchto lagúnach alebo kontinentálnych slaných jazerách, zvyšovaním salinity, chemogénna karbonátová a neskoršie evaporitová

OBR. Č. 6



KRIVKY POČETNOSTI A DĽŽKY ÚLOMKOV ZUHOLNATENEJ FLÓRY

Fig. 6. Curves of frequency and lenght of the carbonised plant fragments.

sedimentácia za neprestajného prínosu horninového, klastického materiálu (evapority tvorili tmel sedimentov, v štádiu diagenézy zrejme premigrovali do trhlín materských sedimentov).

Chemogénno-detritickou sedimentáciou bol zakončený druhý permský sedimentačný cyklus.

c) Vrchné psefiticko-psamitické súvrstvie tvoria horniny svetlých (šedavých, zelenkavých) farieb. Sú to väčšinou hrubo a strednozrnité psamity arkózového až kremenného zloženia. Podľa okruhliakových analýz (frakcia nad 1 cm) sú v prevahe obliaky bieleho kremeňa (až 70 %), svetlých granitoidných hornín a menej čiernych kremencov a epipsamitov. Zaoblenie je subangulárne až semioválne. Sedimenty sú pozitívne gradačne zvrstvené (od hrubých psamitov alebo zlepencov do jemných psamitov). Rozšírenie súvrstvia je neúplné na západe a mocnosti sú len v prvých desiatkach metrov (tiež na JV územia), zatiaľ čo na SV (Kravany, Vysová), jeho mocnosť sa zvyšuje až na 300 m. To svedčí o veľmi rozdielnej subsidencii v priestoroch pánvy. Tieto diferencie mohli byť spôsobené tektonickým nepokojom, ako predzvesťou mohutnej vulkanickej činnosti, ktorej nástup bol veľmi rýchly (je príznačné, že v miestach veľkej subsidencie sú i väčšie mocnosti pyroklastík). Orientácia dlhých osí okruhliakov, ktorá je približne kolmá na smer transportu klastík (do priestoru najväčších mocností súvrstvia) a pozitívne gradačné zvrstvenie sedimentov cyklicky sa opakujúce, môžu svedčiť pre rovnaký charakter a prostredie sedimentácie ako v najspodnejšom súvrství vrchného permu.

Na bázu tohto súvrstvia kladieme počiatok tretieho (a posledného) permského sedimentačného cyklu, vývoj ktorého bol veľmi ostro prerušený intenzívnou vulkanickou činnosťou.

Komplex bázických vulkanických hornín je posledným a najvrchnejším členom permského útvaru a nie je predmetom nášho záujmu v tomto článku.

Paleoprúdová analýza a jej aplikácia na priestorové rozšírenie produktívnych vrstiev

Zistenie, že mineralizácia U, Cu, Pb je viazaná na zuhoľnatené úlomky flóry, nás priviedlo k štúdiu vrstiev, ktoré flóru obsahujú (mimo týchto vrstiev sa priemyselne významné koncentrácie mineralizácie nevyskytujú). Z toho vyplýva, že pre poznanie plošného rozšírenia týchto vrstiev — laterálneho vývoja, ich morfologie (veľkosť, plošný tvar a mocnosť šošovkovitých telies), bohatosti úlomkov flóry v jednotlivých oblastiach, vertikálneho vývoja (mocnosti a počtu polôh) je najvhodnejšou metódou sedimentologický výskum so zameraním na lineárne sedimentárne textúry, z ktorých potom vychádza paleoprúdová analýza. Ak takýmto výskumom správne určíme smery prínosu materiálu do pánvy, môžeme tiež určiť zónu s rôznym vývojom (čo do kvantity a kvality) týchto vrstiev a taktiež stanoviť, ktoré zóny sú v oblasti perspektívne pre ložiskový prieskum, prípadne ktoré nemajú tento význam. V detailoch, podľa lineárne usporiadaných úlomkov flóry, je možné stanoviť pretiahnutie šošoviek s flórou v jednom smere (obr. č. 1).

V ďalšom sa budeme zaoberať lineárnymi textúrami a paleoprúdovou analýzou len vo vrchnom peliticko-psamitickom súvrství (P_2^b), ktoré obsahuje vrstvy s úlomkami flóry. Uvedomujeme si, že takéto „vytrhnutie" jedného súvrstvia z celého sedimentárneho komplexu permu môže skresliť a nesprávne informovať o podmienkach sedimentácie. Z tematických dôvodov časopisu nie je možné zaoberať sa i ostatnými súvrstviami a dokumentovať príkladmi diskutované problémy.

Sedimenty vrchného peliticko-psamitického súvrstvia sú v spodnej časti súvrstvia (s prevahou sedimentov hnedočervených farieb) pozitívne gradačne zvrstvené. Gradácie sa cyklicky opakujú, do nadložia sa zväčšuje ich mocnosť (zmenšuje sa zrnitosť) až prechádzajú do rytmického zvrstvenia (obr. č. 3). V týchto

častiach sa nachádzajú súbory aj jednotlivé šikmé zvrstvenia unimodálneho a bimodálneho typu s kolmým slohom. Pekným príkladom prúdových textúr sú prúdové čeriny (lom Bystrá). Vrchná časť súvrstvia má prevahu sedimentov šedozelených až tmavošedých farieb. Tu v určitej stratigrafickej výške je vyvinutý horizont zložený zo šošovkovitých sedimentárnych telies, ktoré obsahujú úlomky (vzácne vetvičky) zuhoľnatenej flóry. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od zlomkov mm do 40 cm, priemerná veľkosť je 1—5 cm (obr. č. 6). V západnej a južnej časti územia (západne od Kravian, južne od Hranovnice) sú úlomky veľmi malé (do 2 cm), severne a severovýchodne zväčšuje sa dĺžka i hrúbka úlomkov. Podobne i množstvo šošoviek v ploche a vertikále, ich plošný rozsah a mocnosť smerom na *S* a *SV* zväčšuje. Štatistické spracovanie orientácie úlomkov flóry v ružicových diagramoch ukazuje (obr. č. 2), že v západnej časti územia úlomky nesedimentovali v stabilne usmernenom prúde (i keď je naznačená prednostná orientácia *S* a *SV*). Ak zoberieme do úvahy tento značný rozptyl úlomkov, ich veľkosť (malé úlomky rastlinného pôvodu sedimentujú bližšie k zdroju) a slabý vývoj šošoviek s flórou, môžeme predpokladať, že ide o okrajovú zónu sedimentácie úlomkov flóry. Orientácia sprievodných šikmých zvrstvení a prúdových čerín ukazuje jednoznačne smer paleoprúdenia z juhu na sever až z *JZ* na *SV* (i keď sú odchýlky). Vývoj panvy pri sedimentácii flóry prebiehal teda diferencovane. V okrajových zónach pánvy sedimentovala flóra len sporadicky, v centrálnych zónach (S a SV) prebiehala intenzívnejšia subsidencia, ktorej výsledkom je niekoľkonásobné vertikálne opakovanie šošovkovitých polôh s flórou.

Takúto analýzu potvrdzuje rozšírenie a vzájomné vzťahy detriticko-chemogénnej, karbonátovej a evaporitovej sedimentácie.

V tesnom nadloží vrstiev s úlomkami flóry sa nachádzajú vrstvy detriticko-chemogénnych karbonátov (sú kolektorovým — petrografickým horizontom pre vyhľadávanie vrstiev s flórou). Zložením sú to hlavne kalcitícko-dolomitické pieskovce. Pomer medzi karbonátovou a detritickou zložkou sa postupne mení východným smerom v prospech karbonátovej. Postupne ubúda detritická zložka (kremeň, živce) a až v oblasti Spišského Štiavnika prechádza do piesčitých (ílovitých) dolomitických vápencov. Pomer CaO a MgO zostáva konštantný i pri rôznom množstve cudzej klastickej prímesi.

Z rozboru zloženia karbonátových sedimentov (na ploche územia) vyplýva, že prínos klastického materiálu sa odohrával asi z *JZ* smeru. *SV* smerom prechádzala táto zmiešaná sedimentácia do pomerne čistej chemogénnej (s prímesou ílovitej zložky) sedimentácie.

Priamym pokračovaním tejto sedimentácie je výskyt evaporitov (sadrovce) v nadloží karbonátových polôh. Sadrovce sa vyskytujú veľmi často v žilkách (mm až cm mocností), ktoré prestupujú horniny najvrchnejšej časti vrchného peliticko-psamitického súvrstvia. Pôvodne tvorili zrejme tmel sedimentov a v štádiu diagenézy premigrovali. Usudzujeme, že sedimentácia karbonátov a hlavne evaporitov prebiehala za neustáleho prínosu klastík v prostredí lagún až kontinentálnych jazier so zvyšujúcou sa salinitou. Južná hranica evaporitovej sedimentácie oproti karbonátovej je posunutá (zistené z prieskumných prác) východne a severne (severne od Sp. Štiavnika).

Môžeme teda konštatovať:

1. Podľa prúdových textúr prebiehal transport klastík v dobe vývoja vrstiev s úlomkami flóry smerom *SV* a *S*. Zdroj klastík sa nachádza na *JZ* a *J* územia.

2. Chemogénna karbonátová a evaporitová sedimentácia sa kvalitatívne a kvantitatívne lepšie vyvíjala v *S* a *SV* časti územia (prínos klastík prebiehal od *JZ* a *J*, vyznieval *SV* a *S* smerom).

3. Približne kolmo na smery prínosu môžeme vyčleniť okrajovú zónu so sporadickým vývojom šošoviek s úlomkami flóry a centrálnu zónu s kvantitatívne a kvalitatívne lepším vývojom.

Z rozloženia jednotlivých zón s rozličným vývojom vrstiev s úlomkami flóry (a z väzby mineralizácie na tieto vrstvy) vyplývajú možnosti prieskumu v ložiskovej oblasti Vikartovského chrbta.

Uranonosnosť súvrství chočskej jednotky v SV časti N. Tatier

J. BADÁR

Na úvod je potrebné poznamenať, že indície a zrudnenie uránu v hruboklastických sedimentoch sa nepozorovali.

Prieskum na rádioaktívne suroviny v oblasti Čierneho Váhu urobil sa v spodnom psamiticko-pelitickom súvrství (P_1^b) spodného permu. V oblasti Vikartovského chrbta zistilo sa priemyselné zrudnenie uránu vo vrchnom peliticko-psamitickom súvrství (P_2^b) vrchného permu.

Pri geologických prácach v chočskej jednotke Nízkych Tatier v rokoch 1965 — 1968 venovala sa pozornosť možnosti výskytu uránu aj v ostatných súvrstviach. Na tomto základe možno predbežne podať stručnú charakteristiku uránonosnosti súvrství.

Karbón vrchný

V okolí Nižnej Boce vyskytujú sa anomálne zvýšenia obsahu uránu na kontakte augitických dioritových porfyritov so sedimentami karbónu. Vrtnými prácami dokázal sa malý hĺbkový a smerný rozsah výskytu. Anomálny výskyt uránu je povrchovo-infiltračného pôvodu, pričom dioritové porfyrity slúžili ako bariéra.

Perm spodný

Spodné psamiticko-pelitické súvrstvie (P_1^b) v oblasti Čierneho Váhu z hľadiska prospekčného zaujíma popredné miesto. Zrudnenie je viazané na strednozrnité až hrubozrnité arkózové pieskovce šedozelenej a červenohnedej farby, tzv. meďonosné pieskovce. V tejto oblasti boli vysledované dva pruhy zrudnenia a to pruh Nižného Chmelienca a pruh Benkovského potoka. Rudné telesá majú šošovkovitý tvar, malý plošný rozsah a malé mocnosti. Plocha rudných šošoviek v pomere k ploche rudonosnej polohy je malá, intenzita zrudnenia veľmi premenlivá.

Uránové zrudnenie je v tesnej paragenéze s Cu a Pb. Pri porovnávaní analýz bola zistená zákonitá závislosť obsahu uránu na obsahu medi a olova, ktorú možno vyjadriť priamou úmernosťou. Pre pruh Nižného Chmelienca platí U : Cu : Pb — 10 : 100 : 1, pre pruh Benkovského potoka U : Cu : Pb — 10 : 5 : 1. Pri vyšších obsahoch medi bol zaznamenaný aj vyšší obsah uránu.

Minerály U a Cu sú viazané na tmeliacu hmotu sedimentov, vypĺňajú pukliny, trhliny a póry medzi zrnami. Uránové minerály uraninit (smolínec) a uránové černe vyskytujú sa v podobe xenomorfných zŕn a kolomorfných agregátov prerastaných a obrastaných minerálmi medi. Cu minerály sú zastúpené chalkopyritom, tetraedritom, bornitom, kovelínom, chalkozínom, malachitom a azuritom.

Štúdiom tohto typu zrudnenia v oblasti Čierneho Váhu zaoberal sa D r n z í k (1969). V svojej práci, okrem iného, vyčlenil minerálne asociácie a podal názor na genézu zrudnenia. Jeho názor na genézu zrudnenia je vcelku správny až na to, že pripisuje značnú úlohu organickým zbytkom v procese sedimentácie. Pri sedimentácii organické zvyšky, aby mohli zohrať úlohu sorbentov, musia dosiahnuť určité štádium zuhoľnatenia. Obsah organických zvyškov v týchto vrstvách je veľmi nepatrný. Organická substancia v malom množstve vyskytuje sa v ílovitej základnej hmote. Hlavnú úlohu pri koncentrácii uránu zohral proces diagenézy, po prípade epigenézy. Ílovitá základná hmota obsahujúca organické zvyšky v procese diagenézy prejavila sa ako sorbent uránu z roztokov. Povrchovo — infiltračné procesy mohli sa prejaviť pozitívne, ale aj negatívne, nakoľko uránové minerály v tomto type zrudnenia sú ľahko vyluhovateľné.

V tomto súvrství v oblasti Vikartovského chrbta a južne od Hornádskej kotliny, väčší výskyt uránovej mineralizácie nebol doteraz zistený.

Perm vrchný

Vrchné peliticko-psamitické súvrstvie (P^b_2) — v tomto súvrství východne od Benkovského potoka, v oblasti Čierneho Váhu doteraz boli zistené uránové indície viazané na tmel arkózových pieskovcov.

Zrudnenie na Vikartovskom chrbte, vo vrchnom peliticko-psamitickom súvrství sa nachádza vo vrchnej časti súvrstvia, v pestrých sedimentoch. Zrudnenie je viazané na polohy jemnozrnitých a strednozrnitých arkózových pieskovcov a arkóz s bohatým výskytom detritu zuhoľnatenej flóry a organickej substancie v tmele. Tmel je pórový, menej bazálny. V nadloží psamitov s uhoľnatým detritom vyskytuje sa jedna až dve lavice, o mocnosti 1—2 m kalciticko-dolomitických pieskovcov, zriedkavejšie piesčitých dolomitických vápencov.

Organický detrit v psamitoch je koncentrovaný do nepravidelných šošoviek premenlivej mocnosti a premenlivého plošného rozsahu. Prvé rudné šošovky nachádzajú sa v 15—25 m v podloží vrchného psefiticko-psamitického súvrstvia (P^c_2), ktoré je stratigraficky vyššie.

Obsah uránových minerálov je priamo závislý na obsahu zuhoľnateného rastlinstva. Uránové minerály sú zastúpené uraninitom, uránovými čerňami a kofinitom (M i r o v s k ý, 1968), ktoré vypĺňajú póry a drobnovlásočné trhlinky. V paragenéze s uránovými minerálmi vystupujú arzénopyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, kovelín a pyrit. Vo veľmi malom množstve vyskytujú sa minerály Ni, Mo a Y.

U r a n n i t (smolínec) vyskytuje sa v podobe jemných zŕn a vypĺňa póry medzi zrnami hornín v tesnej paragenéze s jemnorozptýlenou organickou substanciou. Ďalej vyskytuje sa v podobe tenkých žiliek a šošoviek na kontakte kremenných žiliek s organikou a medzi laminami organiky. Uraninit s jemnodisperzným chalkopyritom sa vyskytuje pomerne málo. Trhlinky a prasklinky naprieč žiliek uraninitu sú vyhojené mladším chalkopyritom, galenitom, sfaleritom a kremeňom.

Uránové černe tvoria výplň pórov hornín za prítomnosti organickej zložky.

Kofinit tvorí vlásočné žilky na kontakte kremenných žiliek s úlomkami organiky.

Chalkopyrit vyskytuje sa ako nepravidelné zrná v póroch horniny alebo ako výplň drobných trhliniek a jemnovtrúsený v uraninite. V drúzových dutinkách kremeňa zatlačuje starší karbonát. Ojedinele sa vyskytujú v chalkopyrite uzavreniny staršieho pyritu. Chalkopyrit zo všetkých sulfidov je najhojnejší a prerastá uránové minerály. Ako jemnodisperzný v uraninite vyskytuje sa málo.

Kovelín po trhlinkách metasomaticky zatlačuje chalkopyrit, často aj galenit po plochách štiepateľnosti.

Arzénopyrit tvorí metakrysty v tenkých kremenných žilkách alebo v tmele hornín. Vyskytuje sa v zrastoch s chalkopyritom, vzácne ako uzavrenina.

Galenit tvorí nepravidelné žilky a zrná v kremenných žilkách. V drúzových dutinách kremeňa metasomaticky zatlačuje karbonát. Lokálne galenit tvorí žilky o mocnosti prvých cm.

Sfalerit zo sulfidov vyskytuje sa najmenej. Vytvára nepravidelné zrná v tmele horniny a v drúzových dutinkách.

Pyrit vystupuje ako jemná vtrusenina idiomorfných zŕn v hornine a ojedinele ako uzavrenina v chalkopyrite.

Tesná paragenéza uránových minerálov s detritom zuhoľnatenej flóry a ich priemyselné nahromadenie predpokladá synsedimentárne nahromadenie uránu v celom súvrství, o čom hovorí aj zvýšený klark uránu. Ďalším predpokladom je premigrovanie uránu v procese diagenézy sedimentov do redukčného prostredia vrstiev s uhoľným detritom.

Zdrojom klastického materiálu produktívneho súvrstvia boli granitoidy (pravdepodobne granity Vepora) obsahujúce uránonosné minerály. Pri zvetrávaní granitoidného masívu urán bol vyluhovaný a prenesený do sedimentačného priestoru produktívneho súvrstvia v podobe solí alebo ako disperzný šesťvalentný urán do koloidov. V tomto štádiu začína sorbcia uránu organickými zbytkami z okolitých hornín. V procese diagenézy dochádza k premiestňovaniu obrovského množstva vody, obsahujúcej ľahko migrujúce prvky v roztokoch spolu so šesťvalentným uránom, ktorý v prostredí pH 3—7 má dobré migračné vlastnosti. Polohy obsahujúce zuhoľnatenú flóru boli geochemickým filtrom, cez ktorý roztoky prechádzali. Pre zmeny prostredia na redukčné, v prítomnosti organických zvyškov a sírovodíka, urán sa mení zo šesťvalentného na štvorvalentný a je vyzrážaný z roztoku ako kysličník UO_2. Spolu s minerálmi uránu z roztokov sú vyzrážané meď olovo, zinok a železo ako sírniky. Detrit zuhoľnatenej flóry s veľmi dobrými sorbčnými vlastnosťami vyzrážaný urán koncentruje spolu so sírnikmi. Takýmto spôsobom nastalo priemyselné nahromadenie uránu a formovanie ložísk vo vrchnej časti peliticko-psamitického súvrstvia.

Pozitívnu úlohu pri formovaní ložísk mohlo zohrať aj šikmé zvrstvenie hornín, v ktorých sa menila prietoková rýchlosť roztokov. V nemalej miere pozitívnu úlohu zohral aj litofaciálny vývoj vrchnej časti produktívneho súvrstvia, ktorý zrudnenie kontroluje. Uránové zrudnenie je závislé od zrnitosti arkózových pieskovcov a okolných hornín. Ak v okolí šošoviek s uhoľným detritom sú jemnozrnité (pelitické nepriepustné horniny, šošovky sú ako pravidlo sterilné na uránové minerály. Tento fakt potvrdzuje náš názor na genézu uránového zrud-

nenia v procese diagenetického spevňovania sedimentov. Na druhej strane potvrdzuje veľmi malú úlohu sedimentogenézy.

Vulkanogénny komplex z hľadiska uránonosnosti má minimálne predpoklady, vzhľadom na svoju bázicitu na mineralogické alebo priemyselné nahromadenie uránu. Napriek tomu pri osade Čierny Váh v hydrotermálne zmenených bazálnych tufoch boli zaznamenané zvýšené indície uránu spolu s As, Pb, Ti, Ni, V, Mo, Cu, Zn, B a Au, ktoré sa vyskytovalo o obsahu až 0,2 mg/t. Rudné minerály sú viazané na tmel pyroklastík.

V spojitosti s barytovými žilami, ktoré tvoria výplň kontrakčných trhlín v melafýroch, vyskytujú sa okrem barytu a kalcitu minerály Cu, pyrit a indície uránu.

Doručené: 25. V. 1970
Lektoroval: Ing. E. Drnzík
Dr. L. Snopko, CSc.

Geologický prieskum uránového priemyslu, n. p.,
závod Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

A. M. AFANASIEV — E. DRNZÍK 1967: Nové poznatky o faciálnom vývoji permu čiernovážskej série Nízkych Tatier. GP, Správy 43. Bratislava.
D. ANDRUSOV 1936: Subtatranské příkrovy Západných Karpat. Carpatica, Praha.
D. ANDRUSOV 1958—59: Geológia československých Karpát I—II, Bratislava.
J. BADÁR — V. REIMONT — L. NOVOTNÝ — E. ŠVÁB 1965—66: Správa ku geologickej mape z lokality Čierny Váh, z oblasti Nižná Boca — Liptovská Teplička. Diel I. Správa ku geologickej mape z lokality Vikartovského chrbta, z oblasti Liptovská Teplička — Spišský Štvrtok. Diel II. Rukopis. Archív GPUP. Spišská Nová Ves.
J. BADÁR — L. NOVOTNÝ 1967: Správa ku geologickej mape SV časti Nízkych Tatier, územie južne od obcí Vikartovce — Spišské Bystré. Rukopis. Archív GPUP, Spišská Nová Ves.
J. BADÁR — L. NOVOTNÝ 1970: Predbežná správa o stratigrafickom členení mladšieho paleozoika chočskej jednotky v severovýchodnej časti Nízkych Tatier. Rukopis. Archív GPUP, Spišská Nová Ves.
A. BIELY 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. GP, Zošit 62. Bratislava.
A. BIELY 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. GP, Správy 34. Bratislava.
E. DRNZÍK 1969: O zrudnení typu mednatých pieskovcov v perme melafýrovej série na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. Mineralia Slovaca, ročník I., číslo 1. Spišská Nová Ves.
V. ĎUROVIČ 1965: Melafýrová séria v okolí Liptovskej Tepličky a Spišského Bystrého. Acta geol. et geogr. Univ. Kom. Nr. 9. Bratislava.
V. ĎUROVIČ 1966: Karbonátové konkrécie sedimentov melafýrovej série Nízkych Tatier. GP, Správy 38. Bratislava.
Ž. ILAVSKÁ 1963: Predbežná správa o pelinologických štúdiách v melafýrovej sérii severného svahu Nízkych Tatier. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, ÚÚG. Bratislava.
R. MARSCHALKO 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách. Geologické práce, Správy 34. Bratislava.
R. MARSCHALKO 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát. Sborník Geologických vied, rad ZK — zväzok 5. GÚDŠ. Bratislava.
J. MIROVSKÝ 1968: Předběžná správa o mineralogicko-petrografické a geochemické charakteristice U-rúd ložiska Kravany. Rukopis. Archív GPUP, Spišská Nová Ves.
J. PETRÁNEK 1960: Rytmičnost a cykličnost v ukládání sedimentů. Časopis pro miner. a geol., roč. 5, čís. 1. ČSAV. Praha.
J. PETRÁNEK 1963: Usazené horniny, ČSAV. Praha.
P. E. POTTER — F. J. PETTIJOHN 1963: Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag. Berlin — Göttingen — Heidelberg.
Z. ROTH 1939: Geologické poměry v okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpravy Čes. akad. věd um., 48, Praha.

R. C. SELLEY 1968: Klasifikation models paleocurrents. The Journal of Geology. Chicago.
N. M. STRACHOV 1962: Osnovy teorii litogeneza, T-3. Izd. AN SSSR. Moskva.
M. S. ŠVECOV 1948: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV. Bratislava.
J. TULIS — J. BADÁR 1969: Ložiská uránu v Západných Karpatoch. Hornická Příbram ve vědě a technice. Geologie rudních ložisek. Sborník přednášek.
J. VOZÁR 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). Geologické práce, Správy 42. Bratislava.
J. A. ŽEMČUŽNIKOV 1955: Periodičnosť osadkonakoplenia i poniatia ritmičnosti i cikličnosti. Bjulletin Mosk. občestva ispit. prirody, otd. geologii. T. XXX (2).
GEOLOGIJA ATOMNOGO SYRJA. Izbrannye doklady inostrannych učenych. Vtoraja meždunarodnaja konferencija po mirnomu ispolzovaniju atomnoj anergii. Atomizdat. Moskva 1959.

Stratigraphy, Sedimentalogy and Mineralization in the Upper Paleozoic of the Choč Unit in the Ne Part of the Low Tatras Mts.

LADISLAV NOVOTNÝ — JOZEF BADÁR

Stratigraphy

In the present paper, the latest division of the Upper Paleozoic and Lower Triassic of the Choč Unit is described. These results were obtained on the basis of an extensive and detailed geological survey carried out for prospecting radioactive mineral deposits, and on a lithological and structural study of the Permian sediments. The presented stratification is based on a detailed field study and on the evidence supporting the continuous development of the Permian sediments from the underlying Upper Carboniferous sediments without unconformity.

Stratigraphy and stratigraphical division of the Choč Series:

1. *Upper Carboniferous.*
   a) Typical beds ($^{bp}C_2$) — grey and green-grey sericitic schists, graphitic schists, fine to coarse-grained sandstones, arkoses and greywackes with fine-grained conglomerates intercalations.
   b) Transition beds ($^{bp}C_2$) — gradual increasing of red coloured sediments similar by nature to those of the typical beds.
2. *Lower Permian.*
   a) Basal beds ($^{pk}P_1{}^{a}$) — light coloured coarse and medium-grained arkose sandstones, arkoses and fine-grained conglomerates.
   b) Lower psammitic-pelitic beds ($^{pb}P_1{}^{b}$) — brown-red siltstones, claystones and fine-grained psammites. The U — Cu mineralization is connected with one to two layers of medium and coarse-grained arkose sandstones.
3. *Upper Permian.*
   a) Lower psammitic-psephitic beds ($^{pk}P_2{}^{a}$) — fine-grained polymict conglomerates, coarse to medium-grained arkoses and greywackes. Somewhere pelite occurences.
   b) Upper pelitic-psammitic beds ($^{bp}P_2{}^{b}$) — In the lower part there are red-brown psammites and siltstones, and in the upper one grey, light green, green-gray, brown-red and black-grey psammites and siltstones are to be found. In this part some strata containing detritus of carbonised plant remains are situated, being in connection with the U — Cu — Pb mineralization.
   c) Upper psephitic-psammitic beds ($^{kp}P_2{}^{c}$) — grey-white, greenish coarse and medium-grained arkoses, rare occurence of fine-grained conglomerates.
   d) Volcanic complex — the lower part of this complex is usually formed by basal pyroclastics ($^{t}\beta P_2{}^{d}$). Overlying these rocks there are melaphyre, porphyrite, quartz porphyrite and olivine diabase effusions ($^{e}\beta P_2{}^{d}$). Diorite porphyrite, augite diorite porphyrite and gabbro porphyrite dikes are hypabyssal analogues of these effusive rocks.
   e) Overlying beds ($^{pb}P_2{}^{e}$) — siltstones, clay shales and fine-grained psammites.
4. *Lower Triassic.*
   a) Quartzitic beds (Seis) — quartzites, medium-grained arkose sandstones and arkoses, fine-gained psammites and sandy shales.
   b) Detrital — carbonate beds (Campill) — shales, sandy shales, sandstones, marl slates, marly limestones to limestones.

Overlying these beds they are some carbonate complexes of Middle and Upper Triassic age, which were not divided by the authors of this paper.

Sedimentological Research.

The sedimentation in the Permian age of the Choč Unit in two cycles of sedimentation was effected. The third cycle was interrupted by an intense volcanism of basic nature.

The first cycle of sedimentation (Lower Permian) begins with basal coarse-grained clastic beds. Those are formed by light-coloured rocks, mostly of arkose composition. According to their textural features these sediments are considered to have been originated in littoral environments of the shelf sea. The cycle continues by thic psammitic — pelitic beds of red-brown colour, in the uppermost part of wich lenticular layers of psammites containing U — Cu mineralization are developped. This cycle is terminated by an evaporite sedimentation.

The second cycle of sedimentation (Upper Permian) begins with deposition of coarse-grained clastic psammitic — psephitic beds formed by sediments of greywacke and arkose composition. The sediments of different granularity are arranged in graded beddings of cyclic recurrence. According to the results of textural analysis these sediments are believed to have been formed in the environment of turbidity currents. Those are followed by pelitic — psammitic beds (P_2^b) containing lenticular layers with carbonised plant remains, connected with U — Cu — Pb mineralization. Overlying these deposits there are some layers of detrital-chemical carbonates (calcitic — dolomitic sandstones) and premigrated evaporites terminating the second cycle of sedimentation.

Extension and development of these strata is under investigation by sedimentological methods. At the same time, observation af lithofacial development of strata containing plant remains, and of the chemical sediments in vertical and horizontal directions is made.

According to the results of paleoccurent analysis, based on the of textures, of lithofacial development of strata containing plant remains and of chemical sediments, the clastic sediments are considered to be transported from SW and S to the sedimentary basin. In some periods, in the northern areas, highly contaminated evaporite and carbonate sediments were deposited.

The sedimentary basin can be divided into an edge zone of sporadic lenticular development containing plant remains and into a central zone of better development from the qualitative and quantitative points of view (Fig. 2).

Uranium Mineralization

Uranium occurence in the Choč Unit beds situated in the NE part of the Low Tatras Mts. is connected with:

Upper Carboniferous — Uranium indications observed at the contact of diorite porphyrites and Uper Carboniferous sediments.

Lower Permian — In the lower psammitic — pelitic beds the uranium mineralization is in connection with the clay matrix of medium to coarse-grained arkose sandstones being in paragenesis with Cu-minerals.

Upper Permian — In the upper part of pelitic — psamitic beds some layers abounding in carbonised plant remains are situated. The uranium mineralization occuring in paragenesis with chalcopyrite, galena, sphalerite, arsenopyrite and covellite, is connected with the detritus of the carbonised plant remains.

Uranium mineralization has been also found in the volcanic complex occuring in hydrothermally altered cement of basal pyroclastics. In the barite veins filling contraction joints of melaphyres, there are some uranium indications accompanied by pyrite and chalcopyrite.

RECENZIA

Karol Borza: **Die Mikrofazies und Mikrofossilien des oberjuras und der unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten.** 301 strán, obrázky na 88 tabuliach, 16 grafic. príloh. Vydavateľstvo Slov. akad. vied Bratislava 1969.

Kniha K. Borzu o mikrofáciách zaujme všetkých pracovníkov, ktorí sa venujú výskumu bradlového pásma, ako aj mezozoiku v ostatných jednotkách. Mikrofaciálny výskum v poslednom období značne prispieva k riešeniu statigrafických problémov, ako aj korelačných vzťahov medzi tektonickými jednotkami, či sedimentačnými zónami. Autor na základe množstva mikrofaunistického materiálu uvedené problémy rieši a porovnáva ich s poznatkami z iných území Tethydy, čím práca nadobúda širší význam. Ukázalo sa, že použitie stomiosfér, kadosín a kalpioniel pri výskume stratigrafie vrchnej jury a spodnej kriedy je

veľmi významné a že je potrebné pozornosť venovať nielen samotnej prítomnosti niektorých druhov, ale aj ich kvantitatívnemu zastúpeniu. V tomto zmysle sú charakterizované aj jednotlivé mikrofácie. Bohatý dokumentačný materiál je veľkým prínosom knihy, bohužiaľ s rôznym stupňom technického zvládnutia jeho reprodukcie.

Práca K. Borzu spolu s prácami Mišíka, Andrusova, Scheibnera, Bystrického a ďalších tvorí reťaz moderného prístupu k riešeniu stratigrafie mezozoika slovenských Karpát.

Z obsahu jednotlivých kapitol knihy možno vybrať tieto hlavné myšlienky. Úvodné kapitoly sú venované charakteristike bradlového pásma. Na stavbe bradlového pásma sa podieľajú horniny od triasu do paleogénu. Litologicko-faciálny vývoj do vrchnej kriedy je miestne odlišný. Na základe týchto odlišností v bradlovom pásme sú vyčlenené pienidné série (czorsztynská séria, prechodné série a to czertezická, pruská, podbielská, kysucká; ďalej pieninská séria s. s. a prechodný pieninský vývoj). Scheibner (1962) okrem uvedených vývojov odlišuje ešte južnejšiu geantiklinálnu zónu so sériami: klapskou (v povodí Váhu), haligoveckou (v Pieninách) a exotickou sériou. Južnejšie od pieninského sedimentačného priestoru a geantiklinálnej zóny sa rozprestiera sedimentačný priestor manínskej série, ktorej vývoj možno porovnať s vysokotatranskou tomanovskou sériou.

V ďalšej kapitole autor popisuje charakteristické profily jednotlivých sérií, ich litologickú náplň podľa jednotlivých stratigrafických stupňov s udaním organických zbytkov, resp. ich charakterizuje typickými mikrofáciami. Termín „mikrofácia" autor sám podrobnejšie nedefinuje, uvádza definície iných atuorov.

V západných Karpatoch mikrofaciálnymi štúdiami začal Mišík (1966) a to v mezozoických a terciérnych vápencoch. Autor svoje výskumy v predloženej práci zameral na bradlové pásmo, kde pri štúdiu a stanovovaní mikrofácií boli hodnotené jednotlivé druhy organických zbytkov, ich kvantitatívne rozšírenie, ako aj stratifrafická pozícia. Výsledky práce autor zrovnáva aj s prácami iných autorov z provincie Tethydy.

V bradlovom pásme vyčlenil autor nasledujúce mikrofácie:

a) mikrofáciu krinoidových vápencov, vyskytujúcu sa v bajociene, oxforde, tithone a v neokóme,

b) mikrofáciu juvenilných schránok lamelibranchiát, najviac rozšírenú vo vrchnom doggeri — spodnom malme,

c) protoglobigerinová mikrofácia (vrchná jura — spodná krieda),

d) pseudoolitová mikrofácia (oxford),

e) rádiolárioová mikrofácia (vrchný dogger — spodný malm),

f) mikrofácia s *Cadosina parvula* Nagy (oxford-kimeridž),

g) mikrofácia s *Cadosina fibrata* Nagy (vrchný oxford),

h) mikrofácia s *Cadosina borzai* Nagy (stredný kimeridž),

i) mikrofácia s *Cadosina radiata* Vogler (spodný titon),

j) lombardiova mikrofácia (kimeridž — vrchný titón), v rámci ktorej je na spodku lombardiovo — radiolárioová mikrofácia a vyššie saccocomova, alebo globochetolombardiová mikrofácia. Na základe ďalších organických zbytkov delí lombardiovu mikrofáciu na 5 zón,

k) chitinoidelová mikrofácia (stredný titón),

l) mikrofácia s *Praentintinnopsella andrusovi* n. sp. (spodná časť vr. titónu) (pomerne zriedkavá, vyskytuje sa medzi predošlou a nasledujúcou mikrofáciou),

m) krasikolariová mikrofácia (vrchný titón),

n) kalpionelová mikrofácia (vrchný titón — spodný berrias),

o) tintinnopselová mikrofácia,

p) kalpionelopsisová mikrofácia (stredný berias),

q) nanokonová mikrofácia (od albu),

r) spongiovo-radiolárioová mikrofácia (valanž-hauteriv),

s) kadosinovo-nanokonová mikrofácia (valanž),

t) mikrofácia s hedbergelami (vrchný hauteriv — spodný alb),

u) globigerinovo-radiolárioová mikrofácia (barém — alb),

v) fácia urgonských gravelovo-organogénnych vápencov s ďalšími mikrofáciami.

Mikrofaciálny výskum ukázal, že vrchnojurské a spodnokriedové sedimenty bradlového pásma obsahujú v prevahe planktonické fosílne skupiny, zatiaľ čo bentonické formy prakticky chýbajú, ako je tomu v celej mediterannej geosynklinále.

V nasledujúcej najobšírnejšej kapitole autor popisuje taxonomické skupiny a to juvenilné schránky *lamelibranchiát, protogloberina, saccocoma* div. sp., *globochaete alpina, radiolárie* a *Incertae sedis*. Do poslednej skupiny zaraďuje rody *Stomiosfaera, Cadosina, Pithonella* a *Calcisphaerula*, ktorých systematické postavenie nie je jasné. Značná pozornosť je venovaná skupine *tintinid*, ďalej *kalpionelám*, ich popisu, konjugácii a ich rozšíreniu predovšetkým vo vrchnom titóne a beriase, ďalej spodnokriedovým planktonickým *nanokónom* a rodu *Hedbergella*.

Pavol Grecula

Kaolín z oblasti Rudník — Jasov

EDUARD DOBRA — ŠTEFAN RICHTER

Note sur la présence du kaolin dans la région de Rudník — Jasov

Au cours de la prospection du bassin de Košická kotlina on a découvert une présence de la matière première kaolinique se trouvant dans la faciès sableux/graveleux. Ce dépôt du kaolin dans la région de la Slovaquie Orientale n'était pas encore connu. La teneur du kaolin dans la matière première kaolinique change du 15.52 à 49.33 pour cent. Au moyen d'analyse physique — chimique on a trouvé, que c'est le kaolin contenant la kaolinite avec les crystaux de mieux développés dans le bassin de Košická kotlina.

On peut dire, que du point de vue technologique c'est un kaolin d'une qualité inférieure, qui une fois bien traité peut être utilisé dans la production céramique. Il est possible cependant de trouver un kaolin ayant des qualités technologiques plus favorables tant dans les gisements primaires que dans les dépôts secondaires.

Vychádzajúc z potreby keramického priemyslu na Slovensku, uskutočnili sme v r. 1967 — 1969 vyhľadávací prieskum v JZ časti košickej kotliny v oblasti Rudník—Jasov, v ktorej sme objavili výskyt kaolínu, ktorý doteraz z tejto oblasti nebol popísaný. Z hľadiska akumulácie keramických surovín — kameninových íloy — predmetná oblasť v minulosti bola už viackrát skúmaná.

V starších prácach sa uvádza, že už v r. 1850 v oblasti Jasova sa ťažil íl na výrobu škridiel, drenážnych rúrok a tehál (Kalecsinský S. 1905). V r. 1903 v oblasti Rudníka sa zase ťažil íl na výrobu žiaruvzdorných tovarov (Kaleçzinsky S. 1905). Na výskyt kaolinitických íloy poukazuje aj prof. R. Barta v r. 1924. Podobne ako v iných geologických oblastiach Slovenska intenzívnejšia výskumná a prieskumná činnosť začínala sa realizovať až po 2. svetovej vojne. Sú to práce D. Andrusova (1946, 1949), ktorý popisuje geologickú pozíciu záujmovej oblasti z hľadiska výskytu kaolinitických íloy. O. Kallauner (1946) zaoberá sa štruktúrou íloy. Ložiskového zamerania sú práce bývalého Nerudného prieskumu Brno (Neurad — 1952, Lexová — 1957) a Geologického prieskumu Spišská Nová Ves (M. Mikytová — 1961, P. Kabina — 1963). V súčasnosti je v ťažbe menej významné ložisko kameninových íloy a to východne od Rudníka. Kaolinitické íly tu ťaží povrchove na ploche 30 x 20 m miestné JRD, ktoré predáva tieto íly kachličkárni v Jasove. Ťažobná jama dosahuje hĺbky 2—3,00 m a ťaží sa selektívne. Ročná ťažba spomínaných íloy reprezentuje cca 300 t. Do receptúry na výrobu kachličiek sa pridáva ohňovzdorný íl z Kalinova a hrabovský piesok ako ostrivo taktiež z oblasti Kalinova.

V rámci nášho prieskumu sme uskutočnili detailné štúdium kaolínu. Technologické skúšky s chemickými a termickými analýzami boli urobené v laboratóriách Geologického prieskumu Turč. Teplice. Fyzikálno-chemické štúdium pelitickej frakcie (elektrónový mikroskop, RTG difrakčne) urobil Dr. I. Kraus, CSc. z Prírodovedeckej fakulty, katedra nerastných surovín UK v Bratislave. Sedimentárno-petrografické rozbory (analýzy okruhliakov, kvantitatívne zastúpenie ťažkých a ľahkých minerálov) boli vyhotovené na Geologickom prieskume (stredisko) v Žiline — spracoval p. g. M. Sandanus.

Geologická pozícia záujmovej oblasti

Záujmov áoblasť je súčasťou košickej štrkovej formácie, ktorá vo forme úzkeho zálivu vniká do paleozoických útvarov gemeríd (fylity, porfyroidy, kremence, diabázy).

Z predneogénnych útvarov vystupuje tu ešte mezozoikum Slovenského krasu

(vápence, dolomitické vápence)a telesa ultrabázických hornín (serpentinity), ktoré Bystricky (l. c.) považuje najnovšie za paleogénne. Na zvrásnené a silne tektonicky dislokované podložie transgreduje neogén, ktorý v predmetnej oblasti v literatúre sa označuje ako košická štrková formácia. Na silne tektonické porušenie podložia poukazujú aj výsledky seizmického a geomagnetického merania (Mořkovský 1964), podľa ktorých v záujmovej oblasti sa vyskytujú úzke depresie hlboké až 1000 m.

Košická štrková formácia, v ktorej sme objavili výskyt kaolínu, je najmladším útvarom v študovanom území a litologicky reprezentuje pestré sedimentárne súvrstvie lakustrického charakteru skladajúce sa zo štrkov, pieskov, aleuritov, ílov, ojedinele pieskovcov, zlepencov, tufov a tufitov. Faunistická sterilita tohto najviac rozšíreného súvrstvia v košickej kotline nedovoľuje jeho presnú stratifikáciu. V minulosti košická štrková formácia bola vekove zaraďovaná do pliocénu, neskoršie Čechovič—Vass (1960) túto vekovú hranicu rozšírili o sarmat. Najnovšie naše pozorovania — na základe palynologických rozborov (Planderová 1967) v oblasti Tepličian — ukázali, že vekovú hranicu je treba posunúť až do vrchného tortónu.

Stručná charakteristika ložiskových pomerov

Ložiskové územie sa nachádza 1 km východne od Jasova a reprezentuje preskúmanú plochu iba o rozmeroch 100×200 m. Vlastná kaolínová surovina vystupuje pod vrstvou hnedých piesčitých aleuritov s hojným obsahom okruhliakov štrku, ktorých mocnosť sa pohybuje od 5,90—20,00 m. Vo vrchnej časti kaolínovej suroviny sa vyskytuje poloha aleuritických piesčitých ílov šošovkovitého vývoja s rôzne intenzívnym sivým sfarbením, ktorá vo vrchnej časti spravidla je obohatená výskytom okruhliačikov štrku. Mocnosť spomínanej šošovky sa pohybuje od 3—19,90 m. Kaolínová surovina je tvorená kaolinickými pieskami s okruhliačikmi štrkov až štrkmi, ktoré ani v hĺbke 61,20 m neboli prevŕtané. Pravdepodobne pôjde o lokálny kaolinický vývoj vo fácii psamiticko-psefitickej. Hydrogeologické pomery sú priaznivé (ani v jednom vrte nebol zaznamenaný prítok podzemnej vody). Na základe litologického vývoja a technologického vyhodnotenia na predmetnej lokalite je možné vyčleniť nasledujúce typy sedimentárnych hornín:

A. kaolinické piesky s okruhliačikmi štrku až kaolinické štrky prevažne sivej až bielej ojedinele slabo nahnedlej až krémovej farby
B. sivé aleuritické piešité íly
C. hnedé piesčité aleurity až íly
D. hnedé piesčité aleurity s hojným obsahom okruhliačikov štrku.

Pri ďalšom zhodnotení sa detailne zaoberáme len typom A., ktorý predstavuje zdroj kaolinovej suroviny.

Výsledky mineralogicko-petrografického štúdia kaolinických sedimentov

Litologicky kaolinické sedimenty sú zastúpené sedimentárnymi — klastickými horninami vo fácii psamiticko-psefitickej. Kvantitatívne zastúpenie štrkovej frakcie (> 2 mm) sa pohybuje od 10—25 %, piesčitej frakcie (2—0,05 mm) od 30—45 %, aleuritickej frakcie (0,05—0,002 mm) od 20—61 %, kým podiel pelitickej frakcie (pod 0,002 mm) kolíše v rozmedzí od 6—62 %. Podľa vypo-

čítaného koeficientu vytriedenia ide o sedimenty s veľmi zlým stupňom vytriedenia (So = 9—9,6). Md_{50} sa pohybuje v rozmedzí od 0,06—0,28 mm. Podľa výsledkov analýzy okruhliakov urobenej p. g. Sandanusom (1970), okruhliačky štrkov sú zložené výhradne z kremitého materiálu, v ktorom dominuje žilný kremeň (96—98 %) vzácne pigmentovaný limonitom a hematitom. Ojedinele boli nájdené okruhliačiky kremencov a kremitých fylitov. Na základe klasifikácie Zingga I. (1935) na guľaté okruhliačiky pripadá 23—33 %, na ploché 20—41 %, na plocho stĺpcovité 5—13 % a na stĺpcovité 30—33 %. Index plochosti sa pohybuje od 1,25—3. Kvantitatívne vyhodnotenie ťažkých a ľahkých minerálov (frakcia 0,05 mm) zo všetkých typov sedimentárnych hornín podľa M. Sandanusa (1969) poukazuje na znos materiálu z gemeríd. V sedimentárnych horninách typu A. obsah ťažkej frakcie sa pohybuje od 0,30 — 0,60 %. Zreteľne dominuje leukoxén (66—78 %). Priebežnými minerálmi sú ilmenit (2—4 %), limonit (0,2—19 %), rutil 1,5—4,5 %), turmalín 1,8—4,5 %) a zirkón (4—12 %). Menej častý je magnetit (4 %), hematit (1,2—1,5 %) a veľmi sporadicky vystupuje chlorit, epidot, markazit a pyroxén. V ľahkej frakcii (99,40—99,70 %) markantne dominujú zrnká kremeňa (96—99 %). Ojedinele sa pozorovali úlomky sericitických hornín, šupinky muskovitu, baueritizovaného biotitu a živce.

Štúdium pelitickej frakcie elektrónkovým mikroskopom a RTG difraktometriou (I. Kraus 1969) nám dovoľuje na predmetnom ložisku vyčleniť nasledujúce skupiny ílových minerálov:

1. skupina s hrubodisperzným vývojom kaolinitu s najlepším stupňom kryštalografického obmedzenia. Veľkosť pseudohexagonálnych kryštálkov kaloinitu sa pohybuje v priemere od 1—2 mikrometrov. Skupina je charakteristická tým, že vedľa prevládajúceho kaolinitu sú prítomné v značnom množstve ílové sľudy. Podľa I. Krausa (1969) morfologický vývoj kaolinitu v elektrónkovom mikroskope pripomína preplavené kaolíny z lokality Horná Prievrana. Litologicky táto skupina reprezentuje sedimentárne horniny typu A,
2. skupina, v ktorej dominuje kaolinit vo forme jemnodisperzných tabuľkových častíc prevažne o rozmeroch pod 1 mikrometer. Niektoré z nich majú náznaky pseudohexagonálneho obmedzenia, iné sú obmedzené viac-menej nepravidelne. U tejto skupiny spravidla bola registrovaná vždy prítomnosť trojvrstevného napučiavacieho ílového minerálu, ktorý pravdepodobne zodpovedá montmorillonitu. Okrem toho na elektrónkovej snímke sa pozorovali trubičkovité kryštálky halloyzitu. Litologicky táto skupina reprezentuje sedimentárne horniny typu B,
3. skupina s prevahou kaolinitu s vedľajšou prímesou ílových sľúd. V tejto skupine bola zaznamenaná vo väčšom množstve prítomnosť hydroxidov Fe vo forme goethitu, ktorý sa koncentruje v prevažnej miere vo forme zhlukov na ílových mineráloch. Litologicky táto skupina reprezentuje sedimentárne horniny typu C, D.

Technologická charakteristika kaolinických pieskov s valúnkami štrkov, resp. štrkov (typ A)

Granulometrické zloženie tohto typu suroviny v pôvodnom stave vyplýva z údajov sitového rozboru na kaolín, uvedeného spolu s výsledkami Andrea-

senovho rozboru (frakcia pod 50 mikr.) a výsledkami percentného výplavu kaolínu a šliky v nižšie uvedenej tabuľke č. 1.

Pre lepšiu predstavu o variabilných vlastnostiach suroviny, v smere vertikálnom, sú výsledky dokumentované v tabuľke č. 1.

Výsledky sitového rozboru na kaolín poukazujú na značnú hrubozrnosť spôsobenú hlavne obsahom frakcie nad 2 mm. Trieda pod 0,05 mm sa pohybuje od 37,7 % do 69,99 %.

Je treba zdôrazniť, že ani v jednom zo skúmaných prípadov nepoklesol obsah vyplaveného kaolínu pod bilančnú hodnotu 15 % (výplav kaolínu sa najčastejšie pohybuje medzi 22—28 %).

Chemické zloženie produktov plavenia je nasledovné:

Tabuľka č. 1

stanovenie	plavený kaolín %	šlika %
SiO_2	53,93—56,83	85,34—91,23
Al_2O_3	25,82—28,04	4,26— 5,38
Fe_2O_3	2,21— 2,84	0,62— 1,08
CaO	1,28— 0,99	0,28— 0,63
MgO	0,71— 0,82	0,20— 0,31
str. žíh.	7,19— 8,16	1,13— 1,98
TiO_2	0,83— 0,96	0,64— 0,96
SO_3	0,07— 0,11	0,04— 0,07
P_2O_5	0,07— 0,13	0,02— 0,07
MnO	0,10— 0,11	0,10— 0,11
K_2O	3,50— 3,72	0,86— 1,16
Na_2O	0,38— 0,44	0,18— 0,22

Z hodnôt charakterizujúcich výplav kaolínu je vidieť, že ide o významný prípad charakteristický predovšetkým pomerne vysokým obsahom kaolínu v surovine.

Výsledky chemických analýz nie sú priaznivé predovšetkým pre vysoký obsah Fe_2O_3 a TiO_2. Je potrebné však vziať do úvahy, že sú to výsledky stanovení odpovedajúce len bežne upravenému plavenému kaolínu. Sedimentárnou petrografiou ťažkej frakcie sa zistilo, že nositeľmi Fe a TiO_2 (škodlivých zložiek) sú leukoxén, ilmenit, limonit, rutil, menej magnetit, hematit, chlorit, markazit a epidot. Vývojom a modernizáciou úpravníckej technológie kaolínov sa vo svete aj u nás (Božičany) elektromagnetickým rozdružovaním dosiahlo oddelenie uvedených nositeľov škodlivých komponentov, preto sa kvalita kaolínov podstatne zvýšila a možnosť využitia kaolínov sa značne rozšírila. Ide o nový poznatok overený laboratórne u fy Harvey Fabric Ltd. v Londýne na zariadení označenom „Jones high intensity wet magnetic separator" na vzorkách československých kaolínov z Božičan (B a b ů r e k 1970).

Oddeľovanie nositeľov škodlivých komponentov od kaolínu sa uskutočňuje na základe využitia rozdielov magnetických vlastností charakterizovaných magnetickou susceptibilitou a permeabilitou. Pre účely elektromagnetického rozdružovania slabo magnetických jemnozrnných materiálov

boli v poslednom čase vo svete (Anglicko, Francúzsko) a aj u nás (VÚR Praha) vyvinuté viacere elektromagnetické rozdružovače (Jones, Carpco-Amax, Forrer, SSVK-1, MSBK-1 a MRVK-1, 208 SE, 211 SE a ďalšie), použitím ktorých možno pri rozdružovaní kaolinových surovín predpokladať dobré výsledky.

Pôvodne tieto zariadenia boli konštruované pre magnetické rozdružovanie jemnozrnných železných siderítových rúd. Úpravou rozdružovacích podmienok je možné nimi upravovať aj nerudné suroviny ako vápenec, živce, sklárske suroviny, íly a ďalšie.

Na základe uvedených skutočností treba surovinu typu A z lokality Rudník z hľadiska perspektívy hodnotiť mimoriadne priaznivo, hlavne pre vysoký %-ný obsah kaolínu a nie pre nepriaznivú formu znečistenia škodlivými zložkami.

K otázkam genézy

Sedimenty v oblasti Rudník—Jasov reprezentujú príbrežný facies v lakustrickom vývoji s veľmi nepokojným charakterom sedimentácie, v ktorom zreteľne dominujú piesčito-štrkové sedimenty nad pelitickými, v ktorých litologická stálosť je veľmi malá a často dochádza k ich vykliňovaniu na krátke vzdialenosti. Analýzy okruhliakov ako aj štúdium minerálov ťažkej a ľahkej frakcie ukázali, že znosovú oblasť treba hľadať v južných výbežkoch Spišsko-gemerského rudohoria (fylity, kremence, porfyroidy, prípadne granity). Stupeň vytriedenia ako piesčito-štrkových sedimentov, tak i peletických sedimentov nasvedčuje, že ide o sedimenty veľmi zle vytriedené, čo možno pripísať krátkemu transportu spôsobenému prívalovými vodami.

Intenzita unášajúcej sily prívalových vôd sa menila. To potvrdzuje prítomnosť šošoviek pelitických sedimentov. Čo sa týka vzniku kaolínových surovín vo fácii piesčito-štrkovej, ide o materiál splavený z kaolinizovanej zóny hornín Spišsko-gemerského rudohoria (fylity, prípadne porfyroidy). Na základe výsledkov štúdia pelitickej frakcie možno predpokladať, že kaolínové suroviny sú ekvivalentom kaolinických pieskov známych z východnej časti Lučenskej kotliny, ktoré podľa V. H a n a (1970), sú staršie ako poltárska formácia.

Z výsledkov štúdia kaolinických surovín vyplýva, že provenientné horniny, ktoré poskytovali materiál pre vznik sedimentov, dosiahli vysoký stupeň zvetrávania. To dokumentuje aj veľmi nízky obsah živcov v ľahkej frakcii, ktoré pravdepodobne podľahli intenzívnej kaolinizácii. Výskyt kaolinických surovín v psamiticko-psefitickom vývoji predurčuje v budúcnosti prospekčné práce pre vyhľadávanie primárnych ložísk kaolínu orientovať severne od záujmovej oblasti na južné svahy gemeríd. Táto skutočnosť je motivovaná aj veľmi priaznivým exponovaním svahov gemeríd k juhu, kde boli optimálne podmienky pre procesy kaolinizácie (teplejšia klíma, hojnejšia vegetácia). Samozrejme, musí tu byť splnená podmienka, že v oblasti provenientných hornín bol priaznivý geotektonický vývoj a nenastala úplná deštrukcia kaolinizovanej kôry zvetrávania. Vzhľadom na pestrý litofaciálny vývoj nevylučujeme však možnosť nájsť kvalitnejšie kaolíny aj v sedimentoch košickej štrkovej formácie, najmä v príbrežných zónach gemeríd. Bližšie o paleogeografických podmienkach sedimentácie kaolinických surovín bude možné uvažovať až po detailnom preštudovaní stupňa zvetrávania materských hornín, ako aj po detailnom litologickom spracovaní laterárneho rozšírenia kaolínu vo fácii psamiticko-psefitickej.

LITERATÚRA

D. ANDRUSOV (1949): Správa o výskume ložísk nerudných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. Práce SGÚ roč. 20. Bratislava.
R. BARTA (1924): Obkladačky I. diel. Praha.
V. ČECHOVIČ — D. VASS (1960): Geológia južnej časti Košickej kotliny, geologické práce roč. 59. Bratislava.
DOBRA — RICHTER (1970): Záverečná správa a výpočet zásob Košická kotlina VP — keramické suroviny so stavom k 15.3.1970 (archív GP — Spišská Nová Ves).
P. KABINA (1963): Jasov — íly, záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom k 31. 12. 1963 (archív GP Spišská Nová Ves).
S. KALECÇINSKY (1905): A magyar korona arszágainak megvizsgált agyagai (Budapest).
O. KALLAUNER (1953): Kameninové íly od Jasova na Slovensku (Stavivo 5, roč. 31 květen 1953).
I. KRAUS (1969): Mineralogický rozbor ílov — oblasť Rudník (Prírodovedecká fakulta UK Bratislava — rukopis).
LEXOVÁ (1957): Průzkum kameninových jílů Jasov (Nerudný prieskum Brno — rukopis).
M. MIKYTOVÁ (1961): Záverečná správa Rudník — Jasov, kameninové íly (archív GP SNV).
M. SANDANUS (1970): Košická kotlina — sedimentárno petrografické vyhodnotenie vzoriek (archív GP Žilina — rukopis).
NEURAD (1952): Záverečná správa a průzkum kameninových jílů na Slovensku (Ústav pro průzkum a těžbu karemických surovín Brno) rukopis, archív GP Turčianske Teplice.
V. HANO (1970): Ipeľská dolina II — VP keramické suroviny so stavom k 31. 3. 1970 (archív GP SNV).
K. URBAN (1969): Horná Prievrana — keramické suroviny — Záverečná správa s výpočtom zásob z etapy predbežného prieskumu so stavom k 31. 12. 1969 (archív GP SNV).
J. BABŮREK: Snižování obsahu Fe_2O_3 a TiO_2 v keramických kaolinech pomocí vysokointenzívnych elektromagnetov Jones, Stavivo č. 3, roč. 1967.
MOŘKOVSKÝ (1964): Predbežná správa o výsledkoch geofyzikálného prieskumu v Košickej kotline (archív Ústavu užitej geofyziky Brno).

On the Kaolin Occurence in the Rudník — Jasov Area

EDUARD DOBRA — ŠTEFAN RICHTER

In the course of prospection carried out in the Košická kotlina basin, kaolin raw material occuring in a sand/gravel facies was found. Such an occurence has been unknown so far in this region.

The studied deposit covers an area of 100 x 200 m.

As to genesis, it is a foreshore-laid facies in lacustrine environment. The kaolin content in the kaolin raw material varies from 15.52 to 49.33 per cent. From the technological point of view, this kaolin if unprocessed, has a higher content of Fe_2O_3 and TiO_2 and is not suitable for ceramics application. However, this kaolin containing as it does certain favourable contaminating elements, such as ferrous and ferric iron silicates, becomes usable for ceramics industrial application after a special treatment on polygradient high-intensity magnetic separators.

On the basis of lithological and technological values it is possible to distinguish the following types of sedimentary rocks on the deposit:

A. Kaolin sands with gravel pebbles to kaolin gravels with coarse-grained kaolinite (the proper raw material).
B. Grey siltstone clays with fine-grained kaolinite containing a small amount of montmorrilonite and halloysite.
C. Brown sandy siltstones to clays with fine-grained kaolinite containing a larger amount of iron hydroxydes (goethite).

From the sedimentation point of view this kaolin raw material is supposed to have been transported to this area from the southern slopes of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. (phyllites, resp. porphyroids). This fact indicates, that in future it will be necessary to prospect the primary (residual) deposits of parent rocks in case, that in the area of interest a total destruction of the kaolin zone was not yet effected.

Šmyková pevnosť tesniaceho jadra zemnej hrádze Liptovská Mara

PAVOL MAHUT

Résistance au cisaillement du noyau d'étanchéité du barrage en terre de Liptovská Mara

En faisant la recherche géologique de l'ingénieur pour la construction du barrage de Liptovská Mara on a gagné des données suffisantes pour déterminer la résistance de terre du noyau d'étanchéité. Cette résistance était exprimée en tensions effectives et totales. Les résultats obtenus par les travaux de laboratoire pour la détermination de la résistance de ce noyau s'accordent avec ceux qui avaient étés obtenus pendant les essais du traitement métallurgique, exécutés pour la construction du barrage en terre de Liptovská Mara. La hauteur du barrage atteint 45 m ayant un noyau d'étanchéité moyen.

Úvod

Úloha posúdiť stabilitu násypov je rovnako stará ako stavebníctvo a jednako, až do začiatku rozvoja mechaniky zemín, zostávalo riešenie stability svahov na empirickej úrovni. Pri dnešnom pokroku mechaniky zemín je možné stabilitu násypov posúdiť s dostatočnou presnosťou buď metódou efektívnych napätí, alebo metódou totálnych napätí. V metóde efektívnych napätí sa šmyková pevnosť vyjadruje v efektívnych napätiach a v metóde totálnych napätí sa laboratórne skúšky urobia tak, aby podmienky pri skúške boli podobné podmienkam v samotnej hrádzi, pričom šmyková pevnosť sa vyjadrí v totálnych napätiach bez merania pórových tlakov a predpokladá sa, že pórové tlaky, ktoré vzniknú vo vzorke pri skúške, sú rovnaké ako tlaky, ktoré by sa vyvinuli v hrádzi pri porušení.

V rámci inžiniersko-geologického prieskumu pre vodné dielo Liptovská Mara získali sme dostatočné množstvo podkladov pre bezpečné vyriešenie stability zemnej hrádze. O tom hovoríme v článku so zameraním na pevnosť a to z hľadiska najnovších teoretických poznatkov na túto problematiku.

Pevnosť zemín

Ako pri iných stavebných hmotách, z ktorých sa budujú nosné časti stavebných konštrukcií, tak i pri zeminách je pevnosť najdôležitejšou vlastnosťou. Zložité i rôznorodé spojenie a spolupôsobenie čiastočiek zeminy je jednou z najobťažnejších úloh mechaniky zemín, pričom niektoré otázky nie sú doteraz uspokojivo doriešené.

Pri otázkach pevnosti zemín máme predovšetkým na pamäti pevnosť v šmyku, pretože zemné telesá sú tak usporiadané a namáhané, že sa ponajviac porušujú šmykom. Pri namáhaní zemín šmykom sa mení objem pórov — čomu kladie odpor voda a vzduch v póroch — a preto v nich vzniká tlak (kladný alebo záporný), ktorý nezanikne, kým sa prúdením objem vzduchu a vody neprispôsobí stlačenému objemu pórov.

Pevnosť väzných materiálov je všeobecne funkciou časového rozvoja napätosti a pretvárania. Ílovité zeminy, ktoré patria do skupiny väznoplastických materiálov, treba pri analýze pevnostných vlastností klasifikovať ako štruktúrne viacfá-

zové sústavy. Štruktúrnosť a viacfázovosť ílovitých zemín si vyžaduje, aby sa bral zreteľ pri sledovaní ich pevnostných vlastností, predovšetkým na dva najdôležitejšie prejavy štruktúrnosti a viacfázovosti, a to: na dilatanciu a na rozdelenie totálnej napätosti na napätosť fázy, t. j. na napätosť efektívnu a na napätosť neutrálnu. Preto úvahy spojené s otázkami pevnosti zemín predpokladajú štúdium dvoch javov, a to priebeh zmien napätosti pri namáhaní zeminy a ich vplyv na vývoj tlaku vzduchu a vody v póroch (5).

Podľa toho sa rozoznáva:

— Prípad úplnej konsolidácie, keď sa namáhanie zeminy zväčšuje tak pomaly, že nevznikne nijaký tlak vo vzduchu alebo tlak vody v póroch. Takémuto skúšaniu zemín sa potom skrátene hovorí „konsolidované skúšky" a ich výsledkom je konsolidovaná pevnosť. Tento stav vznikne vtedy, keď v zemnom masíve, v priebehu konsolidácie, dochádza k postupnému zmenšovaniu prírastku neutrálneho napätia, ktoré vzniklo zmenou totálneho napätia pri priťažení a pre dilatanciu. Po ukončení primárnej zložky konsolidácie prebieha ďalšie pretváranie v zemnom masíve a to prakticky v podmienkach konštantného efektívneho napätia, ktorého modelovým ekvivalentom sú, v laboratórnych podmienkach, úplne odvodnené skúšky.

— Prípad, keď všetky namáhania — včítane počiatočných stavov aj pomerne malej napätosti, ďalej namáhania zväčšujúce všestranný tlak, ako aj tangenciálne napätia — sú vyvodené tak rýchlo, že konsolidácia je prakticky nepatrná. Pri skúšaní zemín sa potom hovorí o rýchlych alebo nekonsolidovaných skúškach a výsledkom je nekonsolidovaná pevnosť. Tento stav je typický pre obdobie výstavby hrádze, keď je pre stabilitu rozhodujúca šmyková pevnosť, ktorá zodpovedá začiatočným neodvodneným podmienkam pretvárania Pri piesčitých a štrkovitých zeminách, kde piesčité alebo štrkové zrná tvoria spojitú nosnú kostru zeminy, nedochádza k zníženiu pevnosti v čase. Pri ílovitých zeminách však nekonsolidovaná pevnosť sa s časom znižuje.

— Prípad, keď normálne napätie pôsobí tak dlho, že sa zemina skonsoliduje, ale zmeny napätia zapríčiňujú porušenie, teda zmeny napätia súvisiace so vzrastom tangenciálnych napätí, prebehnú však pomerne rýchlo (napr. zmenou úrovne hladiny vody na návodnej strane zemnej hrádze). Pri skúšaní zemín sa potom skrátene hovorí o konsolidovaných — neodvodnených skúškach. Pri hľadaní súvislosti medzi veľkosťou tlaku vzduchu a vody v póroch a namáhaním treba rozoznávať jednoduchší prípad nasýtenej zeminy a prípad, keď je vyplnená len časť pórov vzduchom.

Mechanické vlastnosti ílovitej zeminy menia sa s konsolidáciou, pretože sa mení vzdialenosť a v širších medziach napätosti i povaha väzieb medzi čiastočkami. Možno teda povedať, že pri každom stupni namáhania ide vlastne o inú hmotu s vlastnosťami meniacimi sa nielen kvantitatívne, ale i kvalitatívne. Táto premenlivosť spôsobuje, že otázky pevnosti ílovitých zemín sú mimoriadne zložité.

Ílovité zeminy sa vyznačujú tým, že dlhodobá pevnosť je menšia ako pri krátkodobom skúšaní. V teoretickej mechanike zemín i v stavebnej praxi sa z praktických dôvodov rozumie maximálna odolnosť zeminy pri skúške, ktorá trvá asi 10 minút a vplyvy času sa zavádzajú ako korekcie výsledkov. Lenže šmykové skúšky s úplnou konsolidáciou trvajú napr. 15 hodín a tu sa už prejavujú i reologické vplyvy, ktoré nie je ľahko oddeliť od konsolidačných vplyvov. Preto je potrebné úlohy vždy pretvoriť na typické a pojmové pomerne jasné základné schémy.

Pevnosť pri ílovitých zeminách je maximálna odolnosť ílov $\tau\varphi$. V tejto otázke stále trvajú nejasnosti, pretože parametre pevnosti zistené úplne konsolidovanými skúškami nemali by sa líšiť od parametrov zistených nekonsolidovanými skúškami, ak sa prepočítajú výsledky na efektívne napätie $\sigma' = \sigma\text{-}\mu$. Ukazuje sa však, že táto zhoda platí, ak sa pokladá za medzu pevnosti $\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'}$ pri triaxiálnej skúške stav, keď $\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'}$ je maximálne, čo sa zďaleka nezhoduje so stavom ($\sigma_1 - \sigma_3$/max.) (4). Je zrejmé, že fyzikálny výklad pevnosti ílu nie je dosiaľ dokonalý.

Konsolidovaná pevnosť zisťovaná v čeľusťovom šmykovom prístroji

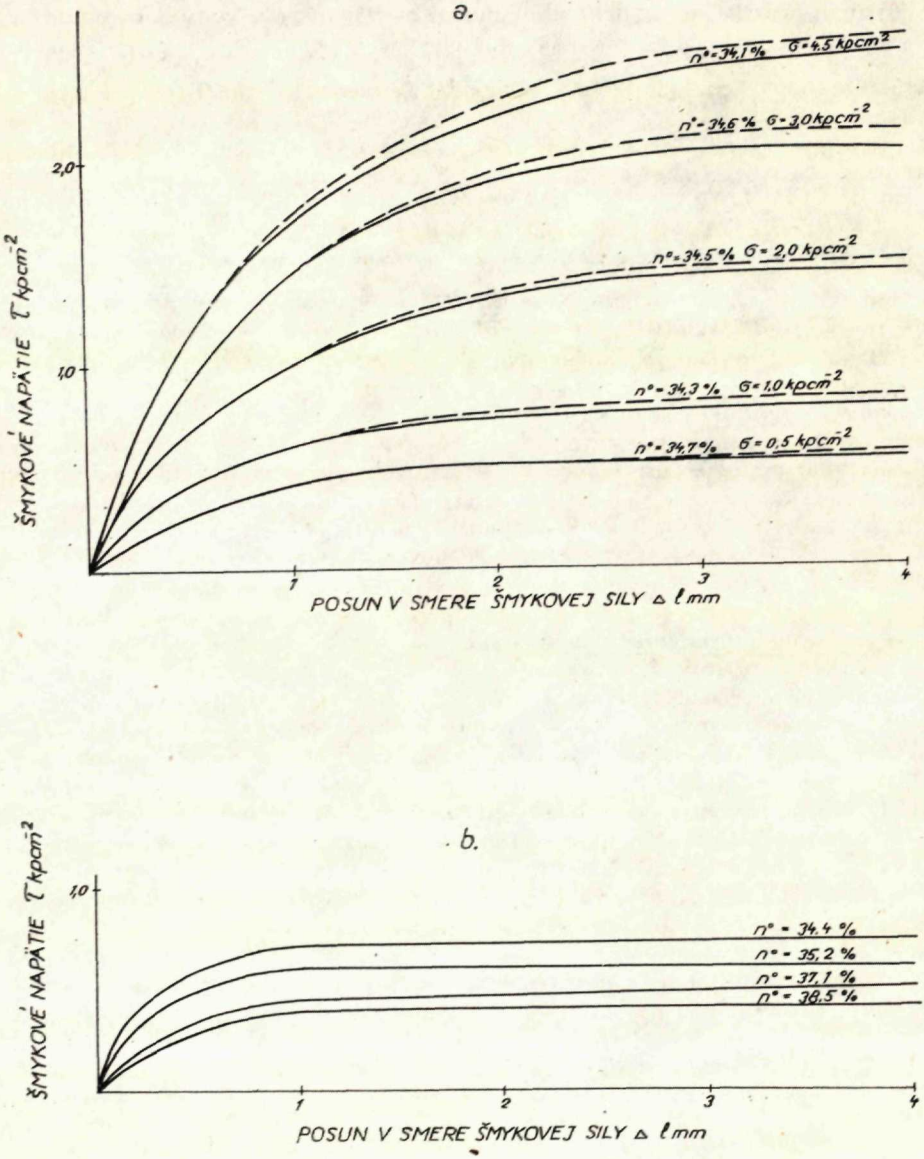
Laboratórne skúšky uskutočňované v čeľusťovom šmykovom prístroji sú vlastne skúšky s deformačným prejavom, ktoré sa podobajú jednoduchému šmyku. Od neho sa odlišujú však hlavne tým, že vzdialenosť čeľustí sa pri skúške mení, a to podľa toho, ako sa mení objem horniny. Týmto skúškam sa pripisuje niekoľko nedostatkov, predovšetkým, že tu ide o strihovú skúšku. Táto pripomienka je oprávnená pri zeminách, v ktorých sa pri šmyku prejavuje kontraktancia a to preto, že pri zeminách, pri ktorých sa počas šmyku zväčšuje objem (dilantacia) porušenie sa sústreďuje na tenkú zónu. Ďalej sa uvádza, že v čeľusťových prístrojoch nebolo dosiaľ možné merať tlak vody v póroch (3). Lenže to je práve opak, čeľusťový prístroj je dokonalý tým, že sa pri skúške objem vzorky mení v smere kolmom k šmykovej ploche. a to priamo proti meranému normálnemu napätiu σ. Tlak vody teda možno merať priamo počas skúšky a to tak, že normálne napätie σ sa prispôsobuje, aby sa objem vzorky nemenil. Výhodou týchto prístrojov je skutočnosť, že $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ a tiež i to, že sa tu neuplatňujú nepriaznivé účinky v zmysle Griffithovej teórie pevnosti.

Pri čeľusťovej šmykovej skúške je predurčená plocha porušenia. Na začiatku skúšky pórový tlak sa rovná nule a zvislé zaťaženie je napätím hlavným. Ak začneme nanášať na vodorovnú deliacu rovinu tangenciálne napätie, prestáva byť zvislé napätie hlavným a elipsoid totálnych napätí skúšanej zeminy sa nakláňa a preťahuje. Zväčšovanie hlavného napätia však nutne vyvoláva zmeny tlaku vody v zemine, a teda i pevnosti zeminy na skúšanej vodorovnej šmykovej ploche, na ktorej je totálne normálne napätie konštantné. Vyhnúť sa vplyvu pórového tlaku možno jedine spomalením šmykovej skúšky, aby vznikajúci pórový tlak mohol sa znížiť konsolidáciou zeminy na zanedbateľné hodnoty.

Skúšky sme robili na zhutnených vzorkách hlín a ílovitých hlín zo zemníka Sokolče. Ich hlavné charakteristiky sú v tabuľke č. 1.

Tabuľka č. 1.

	Hlina	Ílovitá hlina
Medza tekutosti ω_L %	34	42
Medza plasticity ω_P %	20	22
Index plasticity I_P	14	20
Znak podľa jednotnej medzinárodnej klasifikácie	CL	CL
Skemptonov súčiniteľ aktivity	1,0	1,05



Obr. 1. Konsolidovaná šmyková pevnosť ílovitej hliny.
a) Vplyv veľkosti zvislého zaťaženia
b) Vplyv počiatočnej pórovitosti na veľkosť pevnosti pri zvislom zaťažení $\sigma = 1{,}0$ kp/cm^2

Skúšky robili sa pri začiatočnej vlhkosti, ktorá sa pohybovala v prevažnej miere v medziach $\omega_{pol} \pm 3$ %. Pri šmykových skúškach boli vzorky zeminy ponorené do vody počas celej skúšky, aby kapilárne tlaky v póroch zeminy neovplyvnili výsledky skúšok. Zvislé zaťaženie bolo 0,5; 1,0; 3,0; 4,5 kp/cm. Vzorka sa stupňovite priťažovala konštantnou šmykovou silou, pričom nové pritaženie sa vyvolalo vždy až po skončení deformácií od predchádzajúceho zaťažovacieho stupňa.

Pri skúškach sa merala začiatočná pórovitosť vzorky a registrovala sa zvislá deformácia vzorky, šmyková sila a posun v jej smere.

Pri posunutí (l) hornej čeľuste o určitú hodnotu Δl zmenší sa pôvodná štvorcová plocha (F) vzorky v mieste ušmyknutia o $\Delta l \sqrt{F}$. Niekedy sa počíta s touto zmenšenou plochou, alebo sa predpokladá, že plocha počas ušmyknutia zostáva konštantná. Rozdiely medzi týmito dvoma predpokladmi vidieť veľmi dobre na grafických vyhodnoteniach obr. 1., z ktorých je zrejmé, že ide v podstate o zanedbateľné rozdiely.

Z registrácie zvislej deformácie vzorky nemožno vypočítať pórovitosť v okamihu porušenia, pretože nie je známa hrúbka šmykovej zóny. So zväčšujúcou sa hrúbkou vzorky možno však usudzovať na nakyprovanie a naopak, ak sa zmenšuje hrúbka vzorky, potom dochádza k jej zhutňovaniu. Zvislé deformácie vzorky sú takto meradlom zmien pórovitosti vzorky. Pretože hrúbka šmykovej zóny nie je nezávislá od zvislého zaťaženia vzorky, nemožno takisto vychádzať z priamej úmernosti medzi zmenou pórovitosti a výšky vzorky.

Pri čeľusťových šmykových skúškach meriame deformáciu v dvoch smeroch, ktoré sú navzájom kolmé, preto pri skúškach dostávame dva druhy pracovných diagramov. Jeden vyjadruje závislosť šmykového napätia od deformácie v smere tohto napätia a druhý závislosť šmykového napätia od zvislej deformácie vzorky.

Na obr. 1 sú uvedené typické pracovné diagramy. Prvý ukazuje pri približne rovnakej začiatočnej pórovitosti vplyv zvislého zaťaženia, druhý pri rovnakom zvislom zaťažení 1,0 kp/cm^2 vplyv rôznej začiatočnej pórovitosti. Pri skúškach dochádzalo však k určitým anomáliám; napríklad, pri niektorých vzorkách sa zistila väčšia pevnosť vzorky s väčšou začiatočnou pórovitosťou. To poukazuje na veľkosť rozptylu, ku ktorému dochádzalo pri skúškach. Tvar pracovného diagramu je závislý od začiatočnej pórovitosti, od normálneho zaťaženia a od zrnitosti zeminy. Deformácie vzoriek v smere šmykovej sily pri zaťažení bezprostredne pred porušením rastu s rastúcou začiatočnou pórovitosťou, s rastúcim zvislým zaťažením a so zmenšujúcim sa priemerom zŕn.

Typické pracovné diagramy druhého typu sú na obr. 2; zobrazujú vplyv pórovitosti a zvislého zaťaženia na zmeny hrúbky vzorky počas skúšky. Výsledky skúšok ukazujú, že počas šmýkania dochádza k zhutňovaniu vzoriek (6).

Pre vyhodnotenie pevnosti zeminy sa dosiaľ najčastejšie používa Mohrova teória porušenia v Coulumbovom tvare. Parametre Coulombovej priamky c' a φ' určovali sme s požadovanou pravdepodobnosťou výskytu, a to pomocou maximálneho šmykového napätia, ktoré sa dosiahne pri danej skúške. Výsledky skúšok spracovali sme podľa zásad matematickej štatistiky a zistili sme, že konsolidovaná pevnosť hliny a ílovitej hliny tesniaceho jadra zemnej hrádze Liptovská Mara sa pohybuje vo veľmi blízkych medziach, ako to vidieť i z tabuľky č. 2.

Konsolidovaná pevnosť tesniaceho jadra zemnej hrádze Liptovská Mara.

Tabuľka č. 2.

Štatistická hodnota	Hlina		Ílovitá hlina	
	φ'	c'kp/cm^2	φ'	c'kp/cm^2
Výberový priemer	28°	0,10	27°	0,11
zaručená $x^d_{gar.}$ pre = 0,999	27°	0,06	26°	0,07

Medznú obálku výsledkov konsolidovanej pevnosti možno pokladať za priamkovú. Na základe vykonaných skúšok bolo možno pozorovať určitý rozptyl výsledkov, ktorý súvisel hlavne s vahadlovým spôsobom zaťažovania, pretože rýchlosť šmýkania v záverečnej fáze porušovania je väčšia ako na začiatku skúšky. Súvisel teda s konštrukciou šmykového prístroja. Šmykový prístroj je konštrukčne riešený tak, že ušmyknutie nastáva v rovine, a nie v zóne. Pri tomto ušmyknutí mohli sa uplatniť podstatne väčšie zrná ako priemerné, ktoré sa náhodne nachádzali v rovine ušmyknutia.

Pri šmykových skúškach možno uskutočniť energetickú opravu podľa vzťahu $\tau_i = \tau - \tau_e$.

kde τ_e je časť šmykového napätia, ktoré vykonáva prácu spotrebovanú zeminou k zmene jej objemu pri danom vonkajšom zaťažení (je to teda napr. napätie potrebné k prekonaniu zaklinenia zŕn pri pozitívnej diletancii).

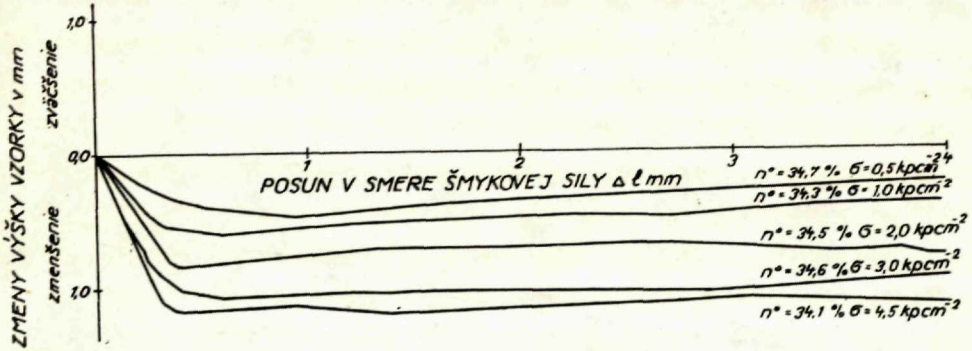
τ_i je časť šmykového napätia, ktoré vykonáva prácu k prekonaniu vnútorného trenia zeminy v jeho pravom fyzikálnom význame.

Hodnotu τ_e možno zistiť zo zvislej (Δh) a vodorovnej (Δl) deformácie vzorky, čiže $\tau_e = \sigma \frac{d\Delta h}{d\Delta l}$

Pomer $d\Delta h$, $d\Delta l$ udáva smernicu krivky $\Delta h = f(\Delta l)$ v danom okamihu. Tento pomer možno interpretovať ako zmenu tangenty uhlu vnútorného trenia vplyvom dilatancie vzorky a vplyv dilatancie vyjadriť ako úbytok alebo prírastok uhlu vnútorného trenia. K správnemu riešeniu možno dôjsť aj iným spôsobom, a to úpravou alebo voľbou takých okrajových podmienok, ktoré sú v súlade so skutočnými v prírode, a to tak, že výsledky šmykocej čeľusťovej súšky treba použiť pre úlohy rovinnej deformácie. Doposiaľ sa nepodarilo výsledky skúšok zbaviť vplyvu rôznych okrajových podmienok, a preto každá skúška je spojená s prístrojom, v ktorom sa robila; ináč povedané, výsledky sú závislé na metodike skúšky, ktorá určuje dynamické a kinematické okrajové podmienky.

Na dynamické okrajové podmienky má predovšetkým vplyv stredné hlavné napätie. V čeľusťovom šmykovom prístroji nie je známy pomer $\sigma_2 : \sigma_3$ a môže sa teoreticky pohybovať v širokom rozmedzí $\sigma_1 > \sigma_2 \equiv \sigma_3$ alebo $\sigma_1 \equiv \sigma_2 > \sigma_3$. Z výsledkov skúšok P. Habibu možno usudzovať, že v šmykovom prístroji je približne $\sigma_2 = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3)$. Táto hodnota zrejme bude sa meniť s celkovým stavom napätosti vzorky. Ďalším činiteľom, ktorý pôsobí na dynamické okrajové podmienky, sú zmeny napätosti vzorky počas skúšky. V šmykovom čeľusťovom

prístroji pôvodný elipsoid napätosti s najväčšou zvislou osou sa postupne zväčšuje v smere všetkých troch osí a nakláňa sa tak, že jeho najväčšia os zviera s plochou zošmyknutia približne uhol $(45° - \frac{1}{2}\varphi)$. Tento zložitý pohyb elipsoidu napätosti postupne vedie k priťažovaniu a odľahčovaniu rôznych častí vzorky. Počas skúšky nezostáva teda napätosť homogénna, a to môže zhoršiť i homogenitu samotnej vzorky.



Obr. 2. Zmeny pórovitosti ílovitej hliny počas skúšky v dôsledku zvislého zaťaženia.

Z uvedených dynamických okrajových podmienok mohol sa pri našich skúškach uplatniť jedine vplyv stredného hlavného napätia. Ostatné vplyvy treba zahrnúť medzi náhodné, ktoré zväčšujú rozptyl výsledkov jednotlivých skúšok.

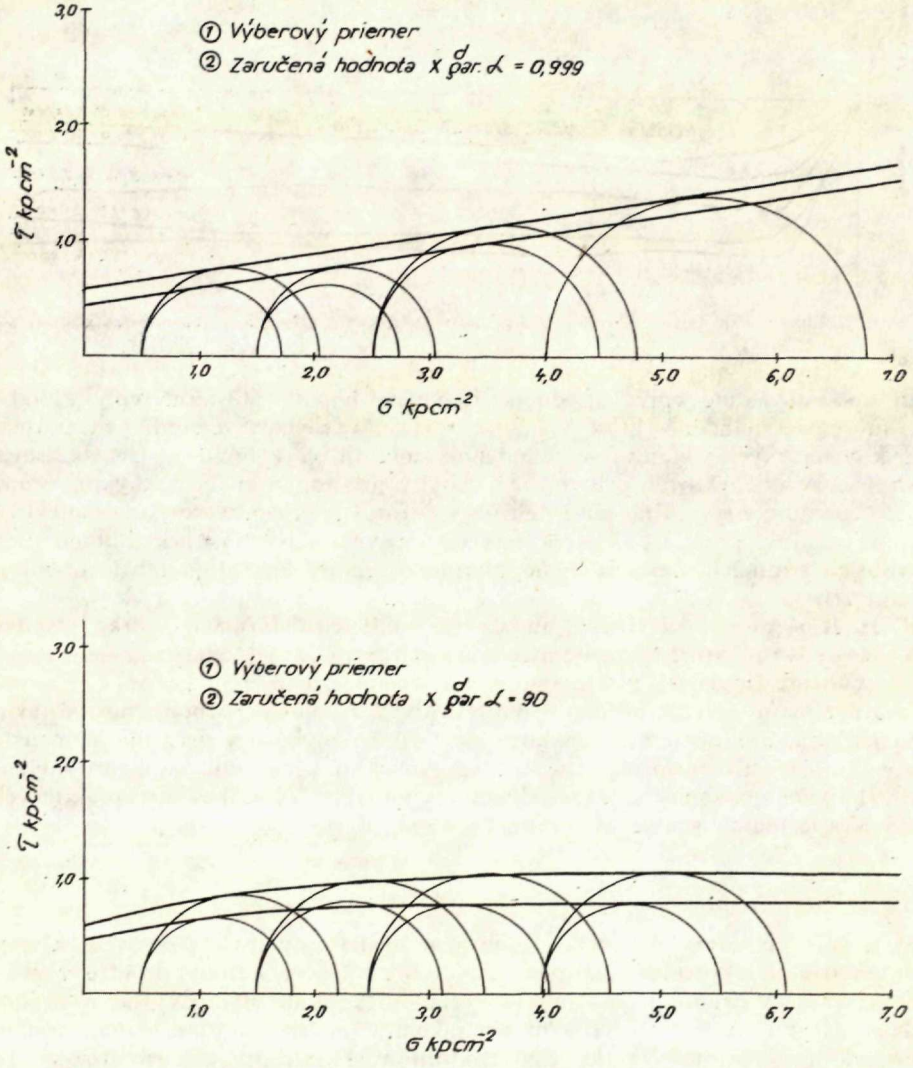
Z kinematických okrajových podmienok uplatnil sa vplyv translačného šmýkania vzorky v šmykovom prístroji. Šmykovitý prístroj sa snaží zošmyknúť vzorku po predurčenej rovine malej hrúbky. Táto podmienka zvyšuje šmykovú pevnosť zeminy, preto i zväčšenie šmykovej pevnosti nastáva pri zhutnenejších a hrubších zeminách, nakoľko menej zhutnené zeminy umožňujú ľahšie premiestňovanie zŕn.

R. H. R o s c o e dokázal, že v súdržných zeminách deformácie vzorky v smere šmykovej sily od stredu vzorky postupne narastajú k jej okrajom, čiže deformácie v okolí šmykovej plochy sú v šmykovom prístroji progresívne. Pretože šmykové napätie je úmerné deformácii, vyplýva z toho nerovnomernosť šmykového napätia, a i nameraná šmyková pevnosť v šmykovom prístroji je menšia ako v skutočnosti. Čiastočné vylúčenie vplyvu okrajových podmienok pri šmykových skúškach je kompenzované vhodným použitím výsledkov pri praktických úlohách, a to hlavne pre úlohy rovinnej deformácie.

Nekonsolidovaná pevnosť

Stanovuje sa hlavne na určenie závislosti medzi šmykovou pevnosťou a normálnym tlakom v sústave totálnych napätí pre výpočet stability hrádze v priebehu stavby a v okamihu po skončení výstavby. V tomto štádiu výstavby hrádze vlhkosť násypu sa ešte neovplyvní priesakom z nádrže, ani zrážkovou vodou, poprípade vysýchaním. Vzorky sme zhutnili a skúšali pri vlhkosti (ω = 18 — 20 %) a objemovej hmotnosti (γ = 1,66—1,69 Mp/m^3), ktorá sa dosiahne

pri zhutňovaní tesniaceho jadra. Sériu vzoriek, zhutnených na rovnakú vlhkosť a objemovú hmotnosť, skúšali sme v triaxiálnom prístroji pri rôznych bočných tlakoch. Totálne hlavné napätia v okamihu porušenia sme vyniesli vo forme kruhov napätia v Mohrovom diagrame. Horná obálka týchto kružníc (obálka porušenia) určuje závislosť medzi šmykovou pevnosťou a totálnym normálnym napätím. Táto závislosť sa použije pri výpočte v totálnych napätiach. Čiara pevnosti je charakteristicky ohnutá smerom nadol a má strmší sklon pre nižšie normálne napätie. Tento sklon sa postupne zmenšuje so vzrastajúcim napätím. Zakrivenie čiary pevnosti nastáva tým, že pri nižších napätiach v póroch



Obr. 3. Nekonsolidovaná pevnosť tesniaceho jadra zemnej hrádze Liptovská Mara.

je viac vzduchu, a preto väčšia časť totálneho normálneho napätia na šmykovej ploche sa prenáša skeletom, a to vplýva na zväčšenie šmykovej pevnosti. So zvyšovaním normálneho napätia objem voľného vzduchu sa postupne stláča a nakoniec ho pohltí voda. Preto stále zväčšujúci sa podiel prírastku normálneho totálneho napätia je prenášaný pórovou vodou (2). Keď je toto napätie také veľké, že všetok vzduch sa rozpustí vo vode a vzorka je plne nasýtená, potom obálka kružníc medznej napätosti sa sploští tak, že je rovnobežná s vodorovnou osou. Od tejto chvíle každý ďalší prírastok napätia sa plne prenáša pórovou vodou, a preto neprispieva k zvýšeniu šmykovej pevnosti.

Na základe vyhodnotených neodvodnených skúšok (obr. 3) je zrejmé, že závislosť šmykovej pevnosti od totálneho normálneho napätia v neodvodnenej skúške sa mení podľa vlhkosti vzorky. Malý rozdiel vlhkosti na suchú alebo na vlhkú stranu od optimálnej Proctorovej vlhkosti má značný vplyv na šmykovú pevnosť.

Zisťovanie nekonsolidovanej pevnosti v trojosových prístrojoch ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) je spojené s určitými nejasnosťami. Predovšetkým uplatňuje sa u nich Griffithova pevnosť, čo spôsobuje, že skúšané telieska sa nerozrušujú len šmykom, ale v tomto prípade ide o kombinované rozrušenie (5). Vzorka na úložných plochách je upnutá do čeľusti, čím pri stlačovaní vo väčšej alebo menšej miere získava súdkovitý tvar, a tým vznikajú priečne ťahy, ktoré roztahujú priečne strednú časť vzorky. Preto vzniknú značné rozdiely v tlaku vody v póroch na koncoch a v strednej časti vzorky. Na koncoch vzorky je tlak vody v póroch väčší, plochy šmyku tu ľahko vznikajú a spájajú sa s Griffithovými plochami v strednej časti vzorky. Rozdiely tlaku vody v póroch čiastočne sme vyrovnávali tým, že na skúšobné valčeky sme prikladali pásky filtračného papiera.

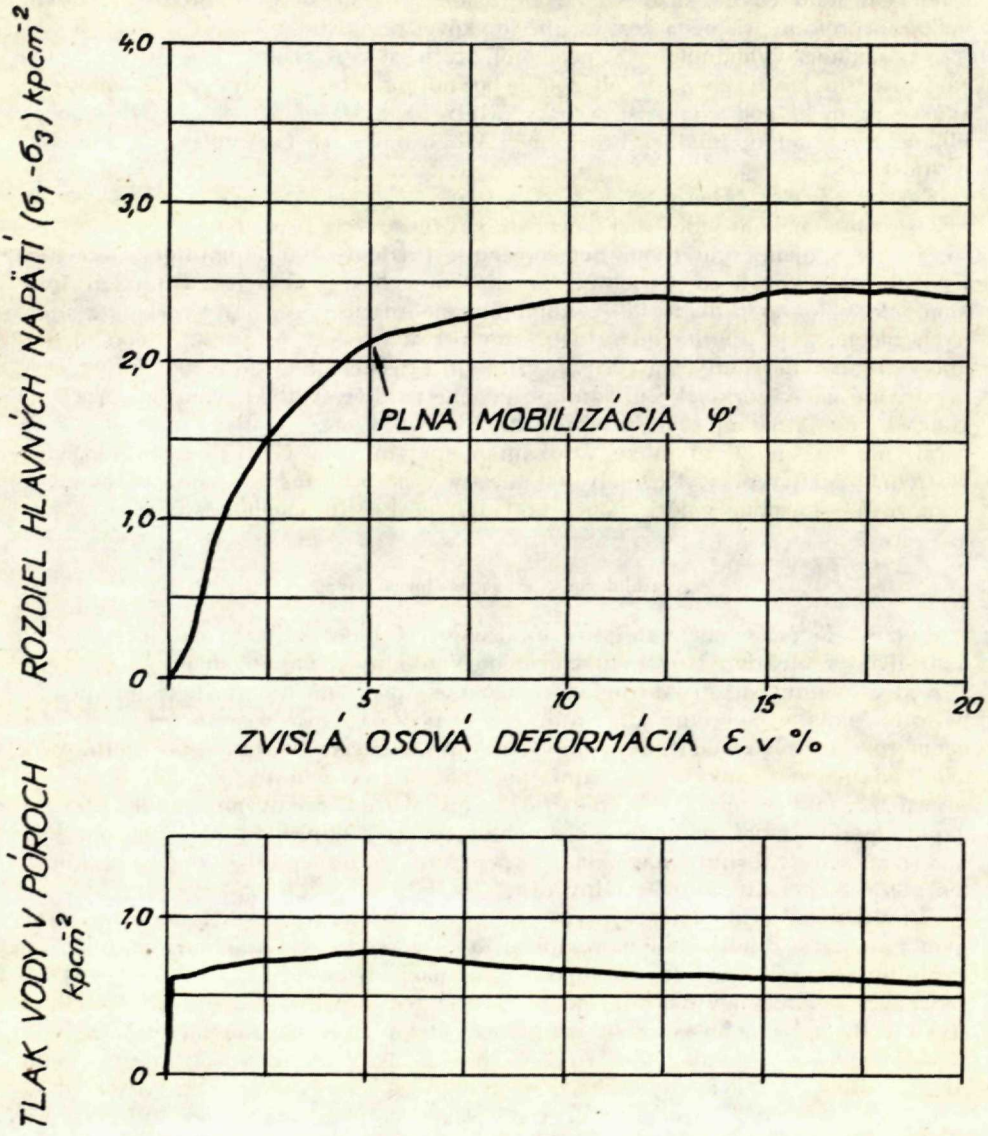
Konsolidovaná — neodvodnená pevnosť

Používa sa pri výpočte stability hrádze pri rýchlom znížení hladiny v nádrži a to alebo v efektívnych napätiach, alebo v totálnych napätiach.

Keďže zeminy sú štruktúrne viac fázové sústavy, možno rozdeliť totálne napätie na napätie efektívne a neutrálne, a to podľa rovnice $\sigma = \sigma' + u$. K uvedenej rovnici treba dodať, že všetky napätia vyznačené v rovnici sú definované ako podmienené vonkajšími silami, pôsobiacimi na zeminu. Z toho jasne vyplýva, že taktisto neutrálne napätie u je tá časť celkového napätia tekutej výplne pórov, ktorá je merateľná zvonku zeminy, napríklad piezometrom. Nie je v ňom teda zahrnutý napríklad sorpčný tlak v tesnej blízkosti zrna, pretože ten nie je manometrický merateľný (1).

Z uvedených úvah ďalej vyplýva, že je tiež podstatný rozdiel medzi neutrálnym napätím u, definovaným rovnicou, a piezometrickým tlakom tekutín, ktoré vypĺňajú póry. V prípade, že v póroch sa nachádza i vzduch, čo sa bežne pri súdržných zeminách vyskytuje, potom povrchové napätie vody, ktoré pôsobí na styku vody a vzduchu, spôsobí rozdielnosť tlaku vody a vzduchu, pretože zvyšuje napätie vzduchu nad tlak vody v blízkom okolí uvažovaného miesta. Tento rozdiel tlaku a vzduchu v zeminách je tým väčší, čím väčšia je krivosť konkávneho povrchu vody. Celkové neutrálne napätie, preberané takouto výplňou pórov, je potom zrejme väčšie ako piezometrický tlak vody, ale menšie ako tlak vzduchu. Podľa A. W. Biskopa ich môžeme vyjadriť vzťahom $u = u_a - \varkappa$

$(u_a - u_v)$. kde u_v je piezometrický tlak vody, u_a tlak vzduchu a $\varkappa$ je koeficient, ktorého hodnota sa mení podľa stupňa saturácie od 1,0 do 0,0. Súčiniteľ $\varkappa$ ukazuje, koľko na neutrálnom napätí participuje tlak vody a koľko tlak vzduchu. Súvisí to do určitej miery s tým, že sa pri rôznom stupni nasýtenia vzduchu. Podľa A. W. Biskopa ich môžeme vyjadriť vzťahom $u = u - \varkappa$ vzduch už len osamelé bublinky vo vode, ktorá sa nachádza v póroch zeminy.



Obr. 4. Priebeh pracovného diagramu z trojosej skúšky pri komorovom tlaku $\sigma_3 = 1{,}0$ kp/cm^2. Rýchlosť posunu osovej deformácie 0,01 mm/min.

Tlak vody v póroch je taký istý ako tlak vzduchu a jediným rozdielom oproti nasýtenej zemine je tu, že sa objem vzduchu stlačí a časť vzduchu sa pohltí vo vode.

Pri menšom stupni nasýtenia asi medzi 75 až 93 % sú už vzduchové bublinky také veľké, že voda vytvorí čiastočne menisky medzi čiastočkami, preto sa prejaví i povrchové napätie. Vzduchové bublinky pri takomto percentuálnom pomere nemajú vzájomné spojenie, preto pri zvyšovaní napätia v zemine vzniká vo vzduchu pretlak u_a. Naproti tomu napätie vo vode je omnoho menšie a vplyvom kapilárnych síl je prevažne záporné. Preto je potrebné rozoznávať tlak vzduchu v póroch u_a a tlak vody v póroch u_v. Zisťovanie pórových napätí nie je také jednoduché, ako sa pôvodne predpokladalo.

Podľa nedávnych výskumov A. W. Biskopa, vzhľadom na nedokonalosť používaných laboratórnych prístrojov, väčšinou sa zisťovali pórove napätia vzduchu namiesto pórových napätí vody.

V medzných prípadoch, ak je zemina úplne saturovaná, je $\varkappa = 1$. teda $\sigma' = \sigma - u_a + \varkappa (u_a - u_v) = \sigma - u_v$. V tomto prípade, t. j. v prípade úplnej saturácie, výsledok sa kryje s pôvodnou Terzaghiho rovnicou. V druhom prípade, ak póry zeminy sú vyplnené len vzduchom, platí $H = 0$ a výsledný tvar rovnice je $\sigma' = \sigma - u_a$. Z uvedenej rovnice vyplýva, že stanovenie pórového tlaku je chybné, ak sa pri meraní neberie zreteľ na pórové napätie vody a vzduchu. Absolútna veľkosť tejto chyby je závislá predovšetkým od pomernej saturácie vzorky, od koeficientu $\varkappa$ a od rozdielu $u_a - u_v$. Veľký vplyv na veľkosť rozdielu $u_a - u_v$ má množstvo ílovej frakcie, ktorá sa nachádza v zemine.

Pórové napätie na väčšej časti vyšetrovanej šmykovej plochy sa obyčajne pohybujú v rozmedziach, pri ktorých je veľmi dôležité stanoviť rozdiel medzi pórovým napätím vody a vzduchu. V prípade, ak sa meria len pórový tlak vzduchu, je podhodnotená skutočná hodnota efektívneho napätia o hodnotu $\varkappa(u_a - u_v)$.

Rovnica o rozdelení napätia má zmysel aj v tom prípade, ak zrná zeminy sú úplne a trvale obalené vodou. Vzdialenosť takýchto dvoch zŕn zeminy môžeme si predstaviť ako výsledok rovnosti medzi nimi pôsobiacich odpudlivých a príťažlivých síl. Ak dôjde k zblíženiu obidvoch zŕn účinkom vonkajšej sily, narastajú medzi nimi pôsobiace odpudivé sily o prírastok, ktorý sa rovná danej sile. Prírastok odpudivých síl môže byť reprezentovaný aj rozkliňujúcim účinkom vody na zrná zeminy, čo si môžeme predstaviť ako snahu vody vnikať medzi zrná pre jej priťahovanie k ich povrchom. To znamená, že zrná sú v podstate od seba odtláčané zvýšenými sorpčnými tlakmi vody v priestore medzi nimi. Tieto sorpčné tlaky medzi zrnami preto zastupujú v tomto prípade zrejme efektívne napätie, pretože majú povahu síl, ktoré pôsobia medzi zrnami zeminy. Je zrejmé teda, že aj keď ide v tomto prípade v podstate o účinok tlakov vody ide celkom určite o napätie efektívne. Takéto konštatovanie je v súlade aj s tým, že podľa uvedeného vysvetlenia nemôžeme sorpčné tlaky vody považovať za neutrálne napätie, pretože tieto tlaky nie sú merateľné piezometrom.

Na obr. 4 a tabuľke 3 je priebeh zo zisťovania pevnosti konsolidovano-neodvodnených skúšok s meraním tlaku vody v póroch. Pred skúškami sme jednotlivé valčeky štandardných rozmerov izotropne konsolidovali v triaxiálnej komore pri tlakoch 1,0; 2,0; 3,0 a 4,0 kp/cm^2. Z pracovných diagramov a tabuliek možno sledovať okrem vývoja pórového tlaku u_v a deviatorového napätia

Výpočtové hodnoty pre triaxiálnu skúšku. Komorový tlak $\sigma_3 = 1{,}0$ kp/cm². Rýchlosť posunu 0,01 mm/min.

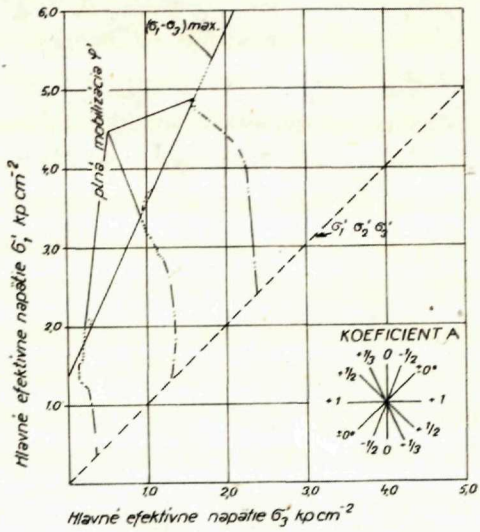
Tabuľka č. 3.

Doba trvania skúšky v min.	ε	$1-\varepsilon$	P kp/cm²	$\frac{U}{P}$ kp/cm²	$\frac{P}{U}(1-\varepsilon)$ kp/cm²	tlak vody v póroch	σ'_1 kp/cm²	σ_1 kp/cm²	σ kp/cm²	σ/σ
1	0,0013	0,999	0,13	0,01	0,01	0,632	1,01	0,37	0,368	1,03
40	0,0055	0,994	1,74	0,15	0,15	0,632	1,15	0,51	0,368	1,41
100	0,0139	0,986	9,38	0,83	0,82	0,668	1,82	1,15	0,332	3,46
160	0,0222	0,978	15,34	1,35	1,32	0,702	2,32	1,62	0,298	5,44
220	0,0305	0,969	19,69	1,74	1,69	0,722	2,69	1,97	0,278	7,08
280	0,0389	0,962	22,68	2,00	1,92	0,726	2,92	2,19	0,274	7,99
340	0,0472	0,953	24,83	2,19	2,09	0,728	3,09	2,36	0,272	8,68
400	0,0556	0,944	26,12	2,30	2,17	0,728	3,17	2,44	0,272	8,97
460	0,0638	0,936	26,99	2,38	2,23	0,719	3,23	2,51	0,281	8,93
520	0,0722	0,928	27,69	2,44	2,26	0,706	3,26	2,55	0,294	8,67
580	0,0805	0,919	28,35	2,50	2,30	0,692	3,30	2,61	0,308	8,47
640	0,0888	0,911	29,17	2,57	2,34	0,684	3,34	2,66	0,316	8,42
700	0,0972	0,903	29,87	2,64	2,38	0,678	3,38	2,70	0,322	8,38
760	0,1055	0,894	30,33	2,68	2,39	0,661	3,39	2,73	0,339	8,05
820	0,1139	0,886	30,88	2,72	2,41	0,660	3,41	2,75	0,340	8,08
880	0,1222	0,878	31,15	2,75	2,41	0,645	3,41	2,76	0,355	7,77
940	0,1309	0,869	31,15	2,75	2,40	0,638	3,40	2,76	0,362	7,62
1000	0,1389	0,861	31,26	2,76	2,38	0,635	3,38	2,74	0,365	7,51
1060	0,1472	0,853	32,09	2,83	2,41	0,628	3,41	2,78	0,372	7,47
1120	0,1555	0,844	33,00	2,91	2,46	0,621	3,46	2,84	0,379	7,49
1180	0,1638	0,836	33,46	2,95	2,47	0,617	3,47	2,85	0,383	7,44
1240	0,1722	0,828	33,72	2,98	2,47	0,612	3,47	2,86	0,388	7,37
1300	0,1805	0,819	34,06	3,00	2,46	0,602	3,46	2,86	0,398	7,18
1340	0,1861	0,814	34,10	3,01	2,45	0,601	3,45	2,85	0,399	7,14
1380	0,1916	0,808	34,14	3,01	2,43	0,599	3,43	2,83	0,401	7,06
1400	0,1944	0,806	34,16	3,01	2,43	0,599	3,43	2,83	0,401	7,06
1420	0,1972	0,803	34,28	3,02	2,42	0,587	3,42	2,83	0,413	6,85
1440	0,2000	0,800	34,28	3,02	2,42	0,591	3,42	2,83	0,409	6,92

$\sigma_1 - \sigma_3$ súčasne aj rozvoj hlavných efektívnych napätí σ'_1 a σ'_3 a prípadne i rozvoj hlavného totálneho napätia σ_1.

Ďalej na obr. 5 sa znázorňuje priebeh hlavných efektívnych napätí σ'_1 a σ'_3 pretože priebeh efektívnej napätost. v súradniciach σ'_1 a σ'_3 je veľmi inštruktívny a poskytuje dobrú možnosť preniknúť do procesu pretvárania a porušenia. Čiary efektívnej napätosti vychádzajú od línie izotropnej, hydrostatickej napätosti $\sigma'_1 = \sigma'_2 = \sigma'_3$ na začiatku skúšky a postupne smerujú k obálke pevnosti.

Medznú obálku pevnosti charakterizuje efektívna súdržnosť c' = 0,2 kilopondov na centimeter štvorcový kp/cm^2 a efektívny uhol vnútorného trenia φ' = 25° a ona vyhodnotila sa metódou maximálneho deviátorového napätia.



Obr. 5. Čiary efektívnej napätosti ílovitej hliny.

Vplyv pôsobenia deviátorového napätia možno z priebehu čiar efektívnej napätosti pozorovať reakciu štruktúry zeminy, ktorá sa navonok prejavuje dilataciou a zmenou v pórovom tlaku. Štruktúrne zmeny dobre vystihuje vývoj Skemptonovho koeficientu pórového tlaku A, ktorý udáva pomer prírastku pórového tlaku a prírastku deviátorového napätia $\sigma_1 = \sigma_3$ (7). Dotyčnica čiary efektívnej napätosti v určitom bode udáva okamžitú hodnotu koeficientu A. Spojnice začiatku čiary s daným bodom udávajú celkovú hodnotu koeficientu A, ktorý charakterizuje celkový prírastok pórového tlaku od začiatku skúšky. Vybrané hodnoty koeficientu A uvádza schéma na obr. 5.

Vývoj pórového tlaku počas skúšky je ovplyvňovaný obmedzeným vývojom zápornej dilatancie, ktorá môže postupne nadobudnúť aj pozitívne hodnoty. Toto možno dobre pozorovať z vynesených čiar efektívnej napätosti na obr. 5, kde už počas šmyku dochádza k pozitívnej dilatacii. V priebehu čiar efektívnej napätosti sa to prejavuje intenzívnym rastom efektívnych napätosti σ'_1, prakticky bez zníženia napätia σ'_3. Koeficient A v začiatočných úsekoch čiar efektívnej napätosti sa pohybuje od 0 do $+1/3$ a postupne prechádza až do $+1/2$. Dosiahnutím maxima pórového tlaku u_v a minima napätia σ'_3 sa prejavuje pomerne ostrým zlomom čiary efektívnej napätosti a rýchlym poklesom koeficientu A pod nulu do oblasti záporných hodnôt. Znamená to, že v zemine dochádza k stabilizácii štruktúry a k plnej mobilizácii uhlu vnútorného trenia φ'. Čiara efektívnej napätosti sa primyká k obálke pevnosti (obr. 5) a ďalej túto sleduje. Ďalší, pomerne malý rast deviátorového napätia $\sigma_1 - \sigma_3$ je spôsobovaný už len rastom efektívnej napätosti, pri plnej mobilizácii uhlu vnútorného trenia. K plnej mobilizácii uhlu vnútorného trenia teda dochádza pri veľmi malých šmykových deformáciách, a to v medziach 4 až 10 % osovej deformácie. K vlastnému porušeniu dochádza omnoho neskoršie, a to až po dosiahnutí maximálneho deviátorového napätia (18—20 %) osovej deformácie.

Záver

V rámci inžiniersko-geologického prieskumu pre vodné dielo Liptovská Mara získali sme dostatočné množstvo podkladov pre bezpečné stanovenie pevnosti zeminy tesniaceho jadra. Pevnosť sme vyjadrili v efektívnych a v totálnych napätiach.

Výsledky laboratórneho prieskumu zisťovania pevnosti tesniaceho jadra sa veľmi dobre zhodujú s výsledkami, ktoré sa získali v rámci vykonaného zhutňovacieho veľkopokusu pre výstavbu zemnej hrádze Liptovská Mara.

LITERATÚRA

BISHOP A. W., — HENKEL D. J., 1957: The measurement of soil properties in the triaxial test. London.

HAVLÍČEK J.: Odpor zemin proti usmyknutí Inženýrské stavby č. 3, 1963, str. 81—86.

HAVLÍČEK J.: Vliv pórového tlaku v zeminách na výsledek krabicové smykové zkoušky. Inženýrské stavby č. 11—12, 1969, str. 433—442.

MENCL V.: Mechanika zemin. Nakl. ČSAV, Praha, 1955.

MENCL V.: Mechanika zemin a skalních hornin. Academia, Praha, 1966.

MYSLIVEC A.: Mechanika zemin. SNTL Praha, 1968.

SKEMPTON, A. W.: The pore pressure coefficients A and B. Geotechnique 4, 1954, pp. 143—147.

Doručené: 14. 9. 1970
Lektoroval: Ing. B. Groma

Inžinierskogeologický a hydrologický prieskum, n. p., Žilina

Schubfestigkeit von Verdichtnugskerns des Erddammes Liptovská Mara

MAHÚT P.

Die Frage der verlässlichen Darstellung von Schubfestigkeit auf der erwählten Trennungsfläche des Erddammes ist höchst schwierig. Im Allgemeinen sollte es gleichgültig sein, ob der Widerstand gegen den Erdschlupf im System von totalen Spannungen oder im System von effektiven Spannungen ausgedrückt wird, weil das Ergebnis das gleiche sein, muss wenn beide Systeme richtig angewendet werden.

Mit Rücksicht auf den vorausgesetzten Verlauf des Erdschubes und durch sukzessive Auflockerung auf der Schubfläche und mit Rücksicht auf die Schwierigkeiten der verlässlichen Feststellung von poröser Spannung für den Aufbauzustand des Erddammes wäre es am günstigsten, die Stabilität für diesen Aufbauzustand auf der Basis des Verfahrens der totalen Spannug zu erörtern. Dagegen erweist sich am vorteilhaftesten, für das Betriebsstadium, für welches man die poröse Spannung mit restloser Verlässlichkeit feststellen kann, die Methode der effektiven Spannung anzuwenden. Beide Verfahren sollten theoretisch die gleichen Schlussergebnisse aufweisen, wenn man die Prüfungen mit dem Boden von gleichgestellten mechanisch-physikalischen Eigenschaften durchführen würde.

Im Rahmen der ingineur-geologischen Untersuchung für das Wasserwerk Liptovská Mara gewannen wir eine ausreichende Menge von Uuterlangen für die einwandfreie Bestimmung der Bodenfestigkeit des Verdichtungskernes des Erddammes in den effektiven oder totalen Spannungen. Die Ergebnisse der Laboruntersuchung fanden eine günstige Übereinstimmung mit den Ergebnissen eines grossen bodenmässigen Verdichtungsversuches für den Aufbau des Erddammes. Der geschüttete Erddamm mit Zentralverdicheungskern in Liptovská Mara ist 45 m hoch.

SPRÁVY

Zlatá mineralizácia pri Skýcovskom zlome na SZ svahoch Tríbeča v Klížskom Hradišti

STANISLAV POLÁK

Pohorie Tríbeč resp. jeho väčšia časť na juhozápad od tzv. Skýcovského zlomu (skupina Zobor — Veľký Tríbeč) je prakticky podľa odbornej literatúry sterilná na rudné mineralizácie a rudné ložiská. Jedna z nesporných príčin tohto zjavu je azda hlboký erozívny zrez tunajšieho žulového masívu na rozdiel od severovýchodnej časti pohoria (skupina Razdielu), kde sa objavujú zvyšky pôvodného kryštalinického obalu. Niemenej závažným faktorom je vcelku nízky stupeň ložiskovej preskúmanosti Tríbeča (podobne ako tomu bolo donedávna i v susednom Považskom Inovci) ako aj nedostatok priebežnej baníckej tradície v tomto území. Napriek tomu podarilo sa autorovi už teraz získať niekoľko orientačných údajov o existencii nateraz neznámych, resp. úplne zabudnutých prejavov mineralizačných pochodov. Čiastočne sú takto doložené výskyty magnetit-hematitových úlomkov neznámeho pôvodu v delúviu severne od obce Lovce (Csisko 1944) a staré kutacie práce na olovené rudy na území obce Velčice (BSNB 1835—1854). Rudné objekty pripomínajú aj niektoré miestne názvy obcí ako Zlatno a Zlaté Moravce. V súvislosti s týmito dvoma lokalitami sa často objavujú v populárnej literatúre i konkrétnejšie historické údaje o ryžovaní resp. dobývaní zlata. Petrovičová (1963) dedukuje z pomenovania Zlatno, že už starí Slovania poznali spracovanie zlata a spomína ako prvé doložené kráľovské povolenie ryžovať zlato z r. 1516, ktoré dostal Mikuláš Forgách. Hudec (1953) kladie počiatky tejto činnosti v obci Zlatno do r. 1347, kedy aj dnešné Zlaté Moravce vraj získali na tomto základe atribút „zlaté". Orientačné šlichovacie práce na potoku Stráňka, severne od obce Zlatno, ktorý preteká priamo uvedenou obcou, zatiaľ nepotvrdili tento bezprostredný súvis vzniku mena obce. Taktiež znos zlata do riečky Žitavky cez potok Leveš (niekedy nazývaný tiež Zlatňanka) nebol doteraz potvrdený v úseku protiprúdne od Topoľčianok. V tejto súvislosti nemožno azda nespomenúť i ľavostranný prítok potoka Leveš tzv. Hostiansky potok, ktorý eroduje i oblasť severne od obce Jedlové Kostolany, známu z kutacích prác na Cu-nosné kremeň-sideritové žily v r. 1951—52 (o týchto in POLÁK 1952, 1957). Vlastný horný tok Žitavy, prevážne už pretekajúci oblasťou budovanou produktami neoidného vulkanizmu, nespadá do oblasti kryštalinického jadra Tríbeča.

Zaujímavá je i mineralogická prítomnosť zlatiniek v spodnotriasových kremencoch v okolí Skýcova (podľa ústnych informácií doc. Mišíka). Tento nález, podobne ako zrudnenie v Jedlových Kostolanoch a ďalšie, spadajú však už do oblasti ležiacej severovýchodne od Skýcovského zlomu (tedy mimo vlastnú juhozápadnú granitoidovú časť pohoria), i keď azda s touto môžu geneticky súvisieť.

Zlatá mineralizácie na SZ svahoch Tríbeča bola po prvý raz prekvapivo zistená v potoku Brodý pri overovaní možnosti analogického zrudnenia v pokračovaní tzv. Hrádockého zlomu z oblasti Považský Inovec smerom na VJV do Skýcovského zlomu. Vychádzalo sa pritom čiastočne z predstavy, že tieto zlomy predstavujú azda v širšom zmysle určitú analógiu známych českých brázd (napr. Blanickej), v okolí ktorých sú hojné prejavy zrudnenia (napr. Roudný). Naviac boli tu i praktické pozorovania z niektorých jaderných pohorí Slovenska, ktoré jasne ukazujú, že zlatá mineralizácia je v nich vyvinutá vždy neďaleko styku vlastných zvyškov granitoidných intruzív s priľahlými parametamorfitmi (Malé Karpaty, Pov. Inovec, Magura a najnovšie aj Tríbeč). Do akej miery tieto zjavy skutočne súvisia, zatiaľ nemožno s určitosťou zhodnotiť, ale predstava sa vidí byť veľmi názorná a logická. Pravdepodobnosť výskytu perimagnetických ložísk nesporne totiž rastie s plochou neoddenudovaných zvyškov plášťa plutónu.

Pri orientačnom protiprúdnom ryžovaní vzoriek z potoka Brodý sa ukázalo, že hlavný prúd detritického zlata vychádza z údolia Veľké zeleno, kde asi 500 m od vyústenia boli zistené v alúviu maximálne koncentrácie zlatiniek. Jedná sa o pomerne úzke údolia tvaru „V" prakticky bez alúvia. Na obidvoch svahoch údolia boli zistené bežné neveľké pingové polia; určitá časť pínq (staré kutacie šachtice s výraznými obvalmi) na západnom svahu je zoradená do pruhu širokého maximálne 30—35 m v smere SZ-JV. Na protiľahlej strane časť pínq je lineárne zo-

skupená v smere JZ-SV. Eventuálne pokračovanie sledovaného objektu v. smere na JZ zachádzalo zrejme priamo do údolia. Pozostatky starých štôlní neboli zistené, hoci morfológia terénu pre takýto druh prieskumných prác bola pomerne priaznivá.

Asociácia ťažkých minerálov v šlichoch z vodných tokov, erodujúcich tunajšie územie budované granitoidami, vykazuje pomerne konštantné kvantitatívne zloženie. Prevláda obyčajne titanit (často v obálkovitých kryštálkoch i do veľkosti niekoľko mm), tvoriaci až 50 % ťažkých minerálov. Druhým najhojnejšie zastúpeným minerálom je epidot (taktiež miestami dobre kryštalovaný), v menšej miere vystupuje zirkón, magnetit, apatit, leukoxén a ojedinele vidno anatáz, granát, turmalín, rutil, prípadne i zrnká pyritu a limonitu. S výnimkou epidotu sú to typické akcesorie tunajších granitoidov bez výraznejšej diferenciácie medzi tunajšími dvoma typmi granitoidov, obvyklé i v iných častiach Tríbeča. Ďaleko heterogénnejšie sú ovšem asociácie ťažkých minerálov z tokov, drenujúcich čiastočne perm a spodný trias, kde už primárne má detritus pestrejšie zloženie.

Vo väčšine šlichov z územia granitoidov ako i permu sa objavuje v šlichoch ako akcesória rumelka (do 5 až 10 zrniečok), ktorej disperzia zatiaľ nejaví nijakú zákonitosť. Miestne zvýšený podiel amfibolov signalizuje prítomnosť doteraz neevidovaných bázickejších diferenciátov prípadne amfibolitov v sérii parametamorfitov.

Materiál pingových obvalov je pomerne monotónny: ide výhradne o granitoidy v rôznom stupni premeny a tlakovej deformácie a v menšej miere o mliečne biele až šedobiele kremene žilného charakteru. Na prekvapenie náhodné vzorky, z veľkého počtu úlomkov kremeňa zo starých píng, sa podľa analýz laboratória GP Spišská Nová Ves ukázali ako temer negatívne (obsahy od 0,04 do 0,06 ppm Au). Preto bola pokusne vyryžovaná i vzorka z delúvia v okolí píng na západnej strane údolia, ktorá dala 21 až 30 zlatiniek na 100 dm^3 materiálu.

Zaujímavé výsledky dostávame, ak analyzujeme vzťah tunajšej zlatej mineralizácie k typom granitoidov z hľadiska aplikácie poznatkov o rozmiestnení Au-zrudnení v Českom masíve. Ako totiž vyplýva z práce Satrana a kol. (1966), v oblasti Českého masívu je Au priestorove i geneticky zviazané s intermediárnymi magmatitmi stredočeského plutónu s prevahou albitovej molekuly a pomerom Na:K = 2:1. Skýcovský leukokrátny typ granitoidov, podľa analýzy publikovanej Kristom (1963) má tento pomer nepriaznivý (temer 1:1) a výhodnejším sa javí prevládajúci tríbečský typ „hrubozrnného biotitického kremenného dioritu až granodioritu" s temer ideálnym pomerom Na:K = 2:1. Doterajšie orientačné šlichovanie ukazuje skôr na pozičnú väzbu zlatej mineralizácie skutočne na hrubozrnný granodioritový typ, ale v tesnej blízkosti leukokratného typu. Výnimkou je však prítomnosť zlatiniek i vo vlastnej Uhrovskej doline. Vzťah obidvoch typov granitoidov nie je však zatiaľ natoľko riešený, aby dovoľoval v tomto smere konkrétnejšie dedukcie pre vlastné potreby prieskumu.

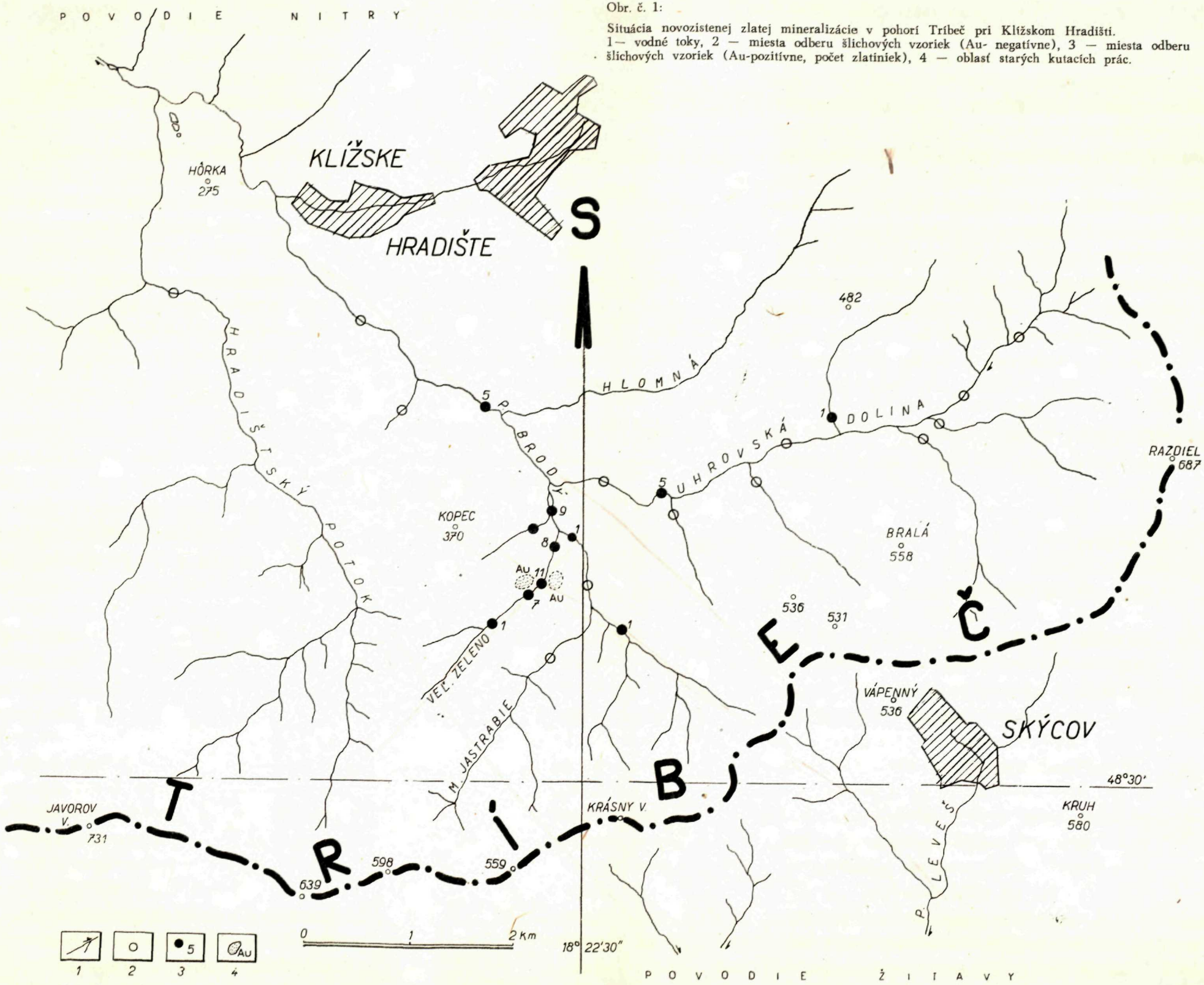
Z uvedených orientačných poznatkov možno dedukovať, že v tejto oblasti, priliehajúcej ku Skýcovského zlomu, je vyvinutá doteraz v odborných kruhoch neevidovaná zlatá mineralizácia, sprevádzaná (nie viazaná!) mliečne bielymi kremeňmi, ktoré môžu byť práve bezrudnou generáciou kremeňa v žilovine. Možno dokonca usudzovať na križovanie dvoch žilných systémov smerov SZ—JV a SV—JZ. Keďže tento druhý smer sa vidí byť výraznejším a prípadne dokumentovaný aj priebehom vyššej časti údolia, nie je vylúčený väčší smerný rozsah mineralizácie a jej dosah nad úroveň starých kutacích prác. Dokumentuje to aj zlatonosnosť vyššie ležiacich šlichov.

Smer SZ-JV zodpovedá smerove priebehu skýcovského zlomu a jeho analógiu by bolo možné vidieť i v „staršej terciérnej tektonike Tríbeča" (podľa Ivanova 1967), okolo ktorej sú zoskupené a na ktorú sa viažu rudné výskyty v severovýchodnej časti pohoria.

Keďže potok Brodý, mimo údolia Veľké zeleno, preteká výraznou aluviálnou nivou cez mezozoikum kóty Kopec a znos zlata sa objavuje i v niektorých susedných dolinách (Uhrovská dolina), nie je vylúčené, že je tu možnosť existencie zlatonosných aluviálnych náplavov s veľmi príhodnými plotikom. Otázka eventuálneho praktického významu primárnej zlatej mineralizácie a eventuálnych náväzných zlatých rozsypov je samozrejme úplne otvorená.

Doručené: 11. 1. 1971.
Lektoroval: Dr. P. Grecula, CSc.

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves
Geologické stredisko
Bratislava



Obr. č. 1:

Situácia novozistenej zlatej mineralizácie v pohorí Tríbeč pri Klížskom Hradišti.
1— vodné toky, 2 — miesta odberu šlichových vzoriek (Au- negatívne), 3 — miesta odberu šlichových vzoriek (Au-pozitívne, počet zlatiniek), 4 — oblasť starých kutacích prác.

LITERATÚRA

BSNB — Schurf — Muthungs — Bestättigungs — Verleih Buch (1835— 1854), s. 156 — Ústredný banský archív v Banskej Štiavnici, fond BSNB.

A. CSISKO 1944: Bericht über die Reise nach Dolné Slažany und Zlaté Moravce. Poprad (nepublikované).

D. HUDEC 1953: Nitrianský kraj. Bratislava.

M. IVANOV 1967: Vzťah zrudnenia Tríbeča k štiavnickej a kremnickej rudnej mineralizácii. in: Geologické práce, Zprávy 41, Bratislava.

E. KRIST 1963: in: Vysvetlivky k prehľadu geologickej mape 1:200.00, M-34-XXXI, Nitra. Bratislava.

E. PETROVIČOVÁ a kol. 1953: Tríbeč — Pohronský Inovec. Bratislava.

S. POLÁK 1952: Zpráva o situácii prieskumných banských prác Jedľové Kostolany. Pezinok (nepublikované).

S. POLÁK 1957: Žilná fluór-apatit-siderítová paragenéza z Jedľových Kostolian, okres Zlaté Moravce. in: Geologické práce, Zprávy 11. Bratislava.

V. SATTRAN a kol. 1966: Problémy metalogeneze Českého masívu. in: Sborník geologických věd, LG, 8. Praha.

Teploty tavenia akcesorického zirkónu z granodioritov Malých Karpát

MARIÁN DYDA

V poslednom období je v literatúre venovaná pozornosť zmenám zirkónu a jeho chovaniu v podmienkach sedimentácie aj metamorfózy. Zatiaľ nie sú ujasnené kritériá, ktoré dovoľujú považovať zirkón v sedimentárnych horninách za autigenný a nie je rozhodnuté čo je určujúcim pre jeho morfológiu v podmienkach metamorfózy. Vzťah zirkónu k teplote a chemickým zmenám vyjadruje aj jeho formu vystupovania v horninách vystavených týmto transformáciám. Keďže sa toľko spolieha na morfologické charakteristiky a stabilitu zirkónu, stáva sa testovanie týchto hodnôt základnou dôležitosťou (S a x e n a 1 9 6 6).

K štúdiu teplotnej stability akcesorického zirkónu bol použitý zirkón, ktorého zrná svojou veľkosťou a vlastnosťami dovoľovali pomerne presne vymedziť oblasť, v ktorej dochádza k zmene morfologického tvaru a určiť teplotu tavenia prírodného zirkónu. Kryštály boli rôznych vlastností, či už ide o formu, počet inklúzií a ich charakter, rozdielnosť farby, zonálnosť, odlišnosť metamiktného prejavu, alebo veľkosť jednotlivých zŕn. Kryštál vyseparovaný ihlou bol položený na podložku z Al_2O_3, ktorá bola nosičom zasunutá do piecky zahrievacieho mikroskopu Leitz/Wetzlar. Pozorovanie sa dialo pri 55-násobnom zväčšení za zvyšovania teploty 10 °C/min. Termočlánok PtRh 18 umiestnený v pohyblivom nosiči dovoľoval presnosť merania na 5 °C. Za teplotu tavenia sa považovala teplota, pri ktorej sledovaný kryštál nadobudol polguľovitý tvar podľa normy DIN 51730.

Posledne sa stabilitou zirkónu v teplotnom rozsahu od 1180 do 1366 °C zaoberali R o s e n a M u a n (1965), ktorí extrapoláciou získanej krivky k vyšším teplotám termodynamicky vyčleňujú oblasť stability od 1600 do 1650 °C. B u t t e r m a n a F o s t e r (1967) použitím syntetického kremeňa, prírodného zirkónu a syntetického $ZrSiO_4$ určujú ako limit stability zirkónu teplotu 1676±7 °C. Rozsah, v ktorom kolísali teploty tavenia nami študovaných kryštálov je medzi teplotami 1655—1685 °C. Tento rozptyl pravdepodobne podmieňuje rozdielnosť v chemickom zložení a počiatočné podmienky vzniku kryštálu. Teploty tavenia zirkónov z malokarpatských granitoidov sú uvedené v tab. č. 1.

K počiatočnej zmene morfologického tvaru dochádzalo pri teplotách 1540 až 1570 °C. Sledovaním produktov zahrievania sa zistilo, že zirkóny zahrievané do 1700 °C pri atmosferickom tlaku, výrazne vykazovali amorfné vlastnosti. Vzrast teploty do 1600 °C narušuje predtým rovnomerný prejav optických vlastností, nestiera však v rámci celého kryštálu jeho anizotropný charakter. K podobným výsledkom pri tavení horniny dospel aj G o l u b č i n a (1960).

Tab. č. 1.

Teploty tavenia akcesorických zirkónov z niektorých granodioritov Malých Karpát

zirkóny zo vzorky č. 1	zirkóny zo vzorky č. 2
1665 °C	1655 °C
1675	1660
1675	1670
1680	1670
1685	1670
1685 °C	1680
	1685 °C

Vzorka č. 1. Leukokratný dvojsľudový granodiorit, magmatická skup. granodioritová, magmat. typ normálne granodioritový. Bratislava, Železná studnička, údolie potoka Bystrica, žulový lom.
Vzorka č. 2. Jemnozrný dvojsľudový granodiorit, magmatická skup. granodioritová, magmat. typ granodioriticko-leukotonalitový. Bratislava, Rösslerov lom.
(Zaradenie sa urobilo podľa Niggliho prepočtu)

Vznik akcesorického zirkónu granitoidnej horniny sa mnohými autormi kladie do prvotných štádií kryštalizácie horniny (Poldervaart 1956, Larsen — Poldervaart 1957, Taubeneck 1957). Zo sledovania vzťahu CaO k akcesorickému zirkónu a apatitu uvažuje Snetsinger (1967) na začiatok kryštalizácie akcesorického zirkónu po začiatku kryštalizácie apatitu. Podobne aj Meliksetian (1968) kladie vznik apatitu pred zirkón. Sledovaním teplôt tavenia apatitov vo vysokoteplotnom mikroskope Bhatnagarom (1969) boli zistené rozdielne teploty tavenia v závislosti na chemickom zložení syntetických apatitov. Pre $Ca_{10}(PO_4)_6(OH_2)$ je udaná teplota tavenia 1614 °C a pre $Sr_{10}(PO_4)_6(OH)_2$ — 1670 °C. Teplotný režim chladnutia granitickej intrúzie a koncentračné pomery týchto zložiek budú svojimi podmienkami určovať tvorbu kryštálov apatitu a zirkónu a umožňovať existenciu kryštálu, ktorého vznik je za týchto okolností kryštalizácie najpravdepodobnejší. Teda vznik akcesorického zirkónu ako minerálu prvých štádií je ukazovateľom teplôt týchto etáp magmatickej kryštalizácie. Z experimentálnej práce o teplote kryštalizácie granitických hornín Kašpar — Hejl (1968) je číselne vyjadrené, že zvýšený obsah An zložky zvyšuje teplotu tavenia granitoidov. Pri strednom obsahu An zložky 13 % v plagioklasoch je vypočítaná teplota kryštalizácie 1150 °C a zvýšením obsahu An na 48 % vzrastá na 1250 °C. Zloženie plagioklasov teda ukazuje približnú teplotu kryštalizácie granitoidov, jej počiatok však bližšie môžu určiť tie minerály, ktoré sú produktmi prvotných štádií tohto procesu.

Zmena morfológie zirkónu bola pozorovaná ako zaguľatovanie tvaru a stieranie výraznosti plôch a brán. Zaguľatenie, zaoblenie zirkónu je často chápané ako dôležitý morfologický znak pri hodnotení pôvodu granitickej horniny. Výskyt týchto tvarov v metamorfovaných horninách podmieňujú určité okolnosti premeny hornín. Metamorfné podmienky rôznych hornín (ruly, granulity) vytvárajú rozlíšiteľné formy takýchto zirkónov a extrémne zaguľatené formy môžu byť ukazovateľmi granulitických podmienok metamorfózy (Hoppe 1966). Treba zároveň zohľadniť proces tvorby a zmenu zirkónu vo vysokometamorfovaných horninách v tom zmysle, že táto je viac pravdepodobná v amfibolitovej ako v granulitovej fácii (Marshall, 1967). Hlbokometamorfné podmienky, ktorým je granitická hornina vystavená, môžu podmieniť zmenu tvaru, koróziu existujúcich zirkónov a prípadne vznik novotvarov, ktoré môžu stierať predtým v inom štádiu metamorfózy vytvorený habitus kryštálu. Takto vzhľadom podobné tvary zirkónov z rozdielnych hornín svojimi morfologickými vlastnosťami upresňujú vývin horniny. Guľatosť akcesorického zirkónu teda nemusí byť dostatočným prejavom jeho detritického pôvodu, keďže vznik podobných tvarov môže byť podmienený rozdielnými okolnosťami (Sakena, 1966).

Stanovenie teplôt tavenia akcesorických zirkónov z granitoidnej horniny upresňuje teplotné pomery vzniku tohto minerálu, ktorý patrí medzi prvotné produkty kryštalizácie. Testovanie sta-

bility zirkónu takto prispieva k hodnoteniu teplotných podmienok metamorfózy hornín, v ktorých dochádza k zmene jeho morfológie majúcej pri hodnotení horniny genetický význam.

Dovoľujem si na tomto mieste poďakovať Ing. Ľ. Jányovej za láskavú pomoc pri identifikácii teplôt tavenia.

Doručené: 16. 6. 1970.
Lektoroval: Dr. Doc. Varček, CSc.

Ústav anorganickej chémie SAV
Bratislava

LITERATÚRA

V. M. BHATNAGAR 1969: The melting points of synthetic apatites. Mineral. Mag., vol. 37, s. 527–528.

W. BUTTERMAN – W. FOSTER 1967: Zircon stability and the ZrO_2-SiO_2 phase diagram. Amer. Min., vol. 52, s. 880–886.

M. N. GOLUBČINA 1960: O povedenii cirkona i monacita soderžaščichsja v granitach pri nagrevanii. Geochimija, No 2, s. 184–185.

G. HOPPE 1966: Zirkone aus Granuliten. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B 11, s. 47–81.

J. KAŠPAR – V. HEJL 1968: Maximální teploty krystalizace granitických hornín stredočeského plutonu. Sb. Vysok. školy chem. technol. v Praze. G 10, s. 135–149.

L. H. LARSEN – A. POLDERVAART 1957: Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. Mineral. Mag., vol. 31, s. 544–564.

B. MARSCHALL 1967: The presents status of zircon. Sedimentology, vol. 9, s. 119–136.

B. M. MELIKSETIAN 1968: Zakonomernosti raspredelenia akcesornych mineralov v granitoidach megrinskogo plutona. Akces. min. izverž. porod., Moskva 1968, s. 95–108.

A. POLDERVAART 1956: Zircon in rocks. II. Igneous rocks. Amer. J. Sci., vol. 254, s. 521–554.

E. ROSEN – A. MUAN 1965: Stability of zircon in the temperature range 1180° to 1366 °C. J. Amer. Ceram. Soc.,vol. 48, No 11, s. 603–604.

S. SAXENA 1966: Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. Sedimentology, vol. 6, s. 1–33.

K. SNETSINGER 1967: Accessory minerals in some Sierra Nevada granitic rocks as a function of calcium content. Amer. Min., vol. 52, s. 832–843.

W. TAUBENECK 1957: Geology of the Elkhorn Mountains, North-eastern Oregon; Bald Mountain Batholith. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 68, s. 181–238.

Geológia vo Švédsku

DUŠAN HOVORKA

Škandinávia je jednou z klasických oblastí vystupovania rôznych typov eruptívnych a metamorfovaných hornín, v menšej miere i nemetamorfovaných sedimentárnych útvarov. Je preto samozrejmé, že výsledky práce geológov z takejto klasickej oblasti sú pozorne sledované i v zahraničí.

V nasledujúcej časti sa pokúsim podať prehľad niektorých aktuálnych otázok organizácie geologického výskumu a jeho výsledkov i. prehľad systému výuky geológie na vysokých školách.

Geologický ústav v Stockholme – „Sveriges Geologiska Undersökning" (SGU) bol založený v roku 1858. Spočiatku zamestnával 8 mapujúcich geológov, ktorí do roku 1900 publikovali každoročne 4 listy geologickej mapy 1: 50 000. Išlo o edíciu zakrytých geologických máp. Mapy tejto edície sú i podnes jedinými geologickými mapami niektorých oblastí. Ich použitie je však dnes už značne obmedzené – presnosť máp najmä pre zlé komunikačné pomery v čase ich zostavovania, nie je veľmi vysoká.

V období, do zriadenia SGU, mapovacie práce boli organizované podľa teritoriálne-administratívnych oblastí. Tak napr. už v polovici 19. storočia bola zostavená geologická mapa okolia Göteborgu.

Pracovníci Geologického ústavu v Stockholme, počnúc rokom 1900, začali zostavovať geologické mapy v mierke 1:100 000 a 1:200 000 a to najmä z oblasti južného Švédska. Uvedené pre-

hľadné mierky boli zvolené preto, aby so urýchlil základný geologický výskum štátneho územia. Mapy v mierke 1:100 000 a 1:200 000 pokryli územie južného Švédska, t. j. oblasť približne po rovnobežku Oslo — Stockholm. Mapovanie bolo v podstate ukončené v roku 1930. Po tomto roku došlo k spomaleniu kompletizácie listov geologických máp, nakoľko mapovacie práce sa podstatne spresnili. Spomalenie vydávania listov geologických máp tlačou bolo spôsobené i tým, že SGU začal robiť špecializované expertízne práce a to aj pre súkromné firmy a spoločnosti. Po roku 1930 nastalo obdobie rozsiahlej prospekcie rudných ložísk.

Obdobie po roku 1950 predstavuje etapu, kedy sa hlavná pozornosť venovala štúdiu geologických pomerov v stavebných a zátopných oblastiach veľkého množstva projektovaných, a neskôr i realizovaných hydroelektrární. Vedúcou ideou v dlhodobom programe v súčasnosti je rozsiahly prieskum nádejných roponosných a plynonosných oblastí v Baltickom mori i prieskum potencinálnych rudonosných oblastí.

V roku 1963 nastala podstatná reorganizácia SGU. Rozsah mapovacích prác bol znížený, na druhej strane do popredia vystúpili otázky vykonávania ďalších špecializovaných výskumov, často prevažne laboratórneho charakteru. Schéma organizačného členenia Sveriges Geologiska Undersökning platí ako provizórny model členenia podnes.

Úmerne so stúpaním požiadaviek na geologicko-výskumné práce najrozličnejšieho charakteru narastal i rozpočet SGU. Tak napr. rozpočet Ústavu pre rok 1955 bol 2 milióny švédskych korún, v roku 1970 je to už 20 miliónov švédskych korún. V súčasnosti SGU zamestnáva okolo 400 pracovníkov, z toho 90 s vysokoškolským vzdelaním. Ide prevažne o geológov a geofyzikov. Najväčším oddelením SGU je oddelenie nerastných surovín, ktoré pohlcuje asi 60 % z celkového rozpočtu Ústavu. Oddelenie geologického mapovania (8—10 geológov) participuje na rozpočte asi 13 %.

Sveriges Geologiska Undersökning je umiestnený v Národnom prírodopisnom múzeu v Stockholme. Po mnohonásobnom zvýšení počtu pracovníkov v posledných rokoch zákonite nastalo „preľudnenie" existujúcich priestorov. Časť zariadení a laboratórií sa momentálne nachádza aj v okolitých budovách. V poslednom čase sa riadiace zložky snažia premiestniť celý Geologický ústav zo Stockholmu do Luleå — do prímorského mesta v severnej časti stredného Švédska. Ide totiž o oblasť s pomerne málo pracovnými príležitosťami. Nakoľko premiestnenie SGU do Luleå nepredpokladá zvýšenie rozpočtu Ústavu pri zachovalom súčasnom objeme vykonávaných prác, ale naopak jeho zníženie, vedenie SGU sa preto snaží udržať status quo. Luleå sa totiž nachádza ďalej od oblastí súčasne spracovávaných, i ďalej od oblastí, ktoré sa stanú predmetom terénneho geologického výskumu v najbližšom desaťročí. Väčšie vzdialenosti (a preto i podstatne vyššie náklady na cestovné) sú preto jedným z hlavných argumentov pre ponechanie SGU v Stockholme.

Sveriges Geologiska Undersökning má nasledovné filiálky: Lund, Göteborg, Kiruna a Malåträsk. Ide prevažne o pracovné buňky, zložené len z niekoľkých pracovníkov, ktorí mapujú v daných oblastiach. Tak napr. filiálka z Göteborgu pozostáva z jedného mapéra — kryštalinikára a jedného kvarternistu. Títo pracujú v priestoroch Chalmers Tekniska Högskola.

V súčasnosti SGU vykonáva geologické mapovanie v mierke 1 : 50 000 (južné a stredné Švédsko) a mapovanie v mierke 1 : 200 000 (severná časť stredného Švédska). Mapy edície 1 : 50 000 sa vydávajú ako zakryté geologické mapy; edícia máp 1 : 200 000 predstavuje samostatné listy pre podložie i pre kvartérne útvary. Je pritom zaujímavé, že publikované geologické mapy v mierke 1 : 200 000 pokrývajú územie jednotlivých administratívnych útvarov — krajov.

Pri zostavovaní prehľadných geologických máp 1 : 200 000 sa v podstatnej miere podieľajú aj pracovníci vysokých škôl. Terénny výskum je teamový, t. j. spravidla externí pracovníci SGU, prípadne mladší geológovia pracujú na území jedného listu pod vedením pracovníka SČU. V oblastiach kvartérnych sedimentov, najmä morén, do topografického podkladu 1 : 50 000 sa zaznačujú jednotlivé odkryvy hornín podložia. V prípade malých odkryvov tieto sa v mape len lokalizujú, v prípade väčších, tieto sa vyznačujú kontúrami. Dokumentácia zodpovedá našim zvyklostiam.

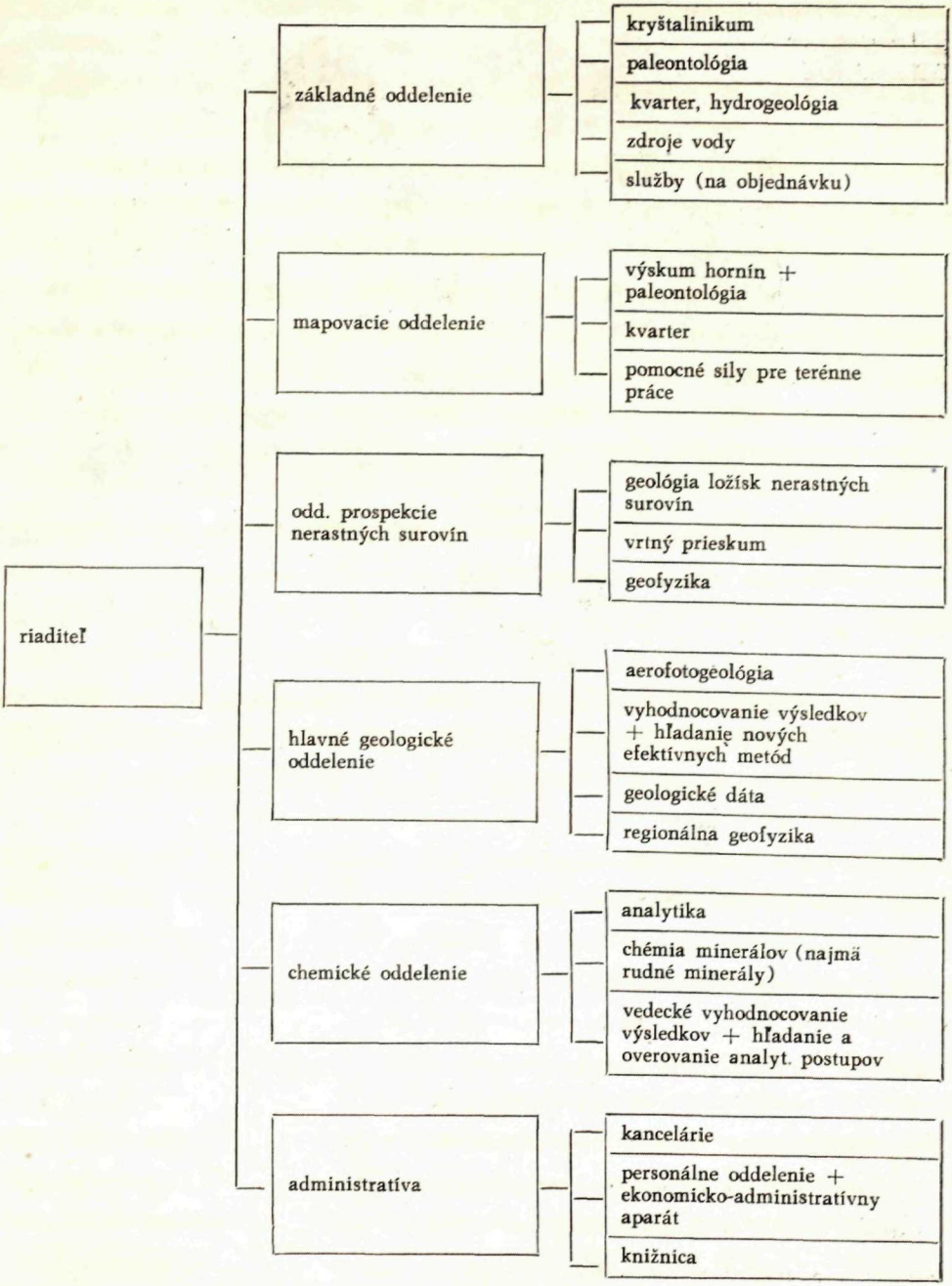
Po „vymapovaní" odkryvov na území daných topografických listov mapy 1 : 200 000 zodpovedný pracovník SGU vykonáva kompiláciu mapy uvedenej mierky a vypracováva príslušné vysvetlivky. Jednotlivé dielčie problémy spracovávajú príslušní členovia mapovacej skupiny. Výsledky publikujú, resp. predkladajú ako rigorózne práce a pod.

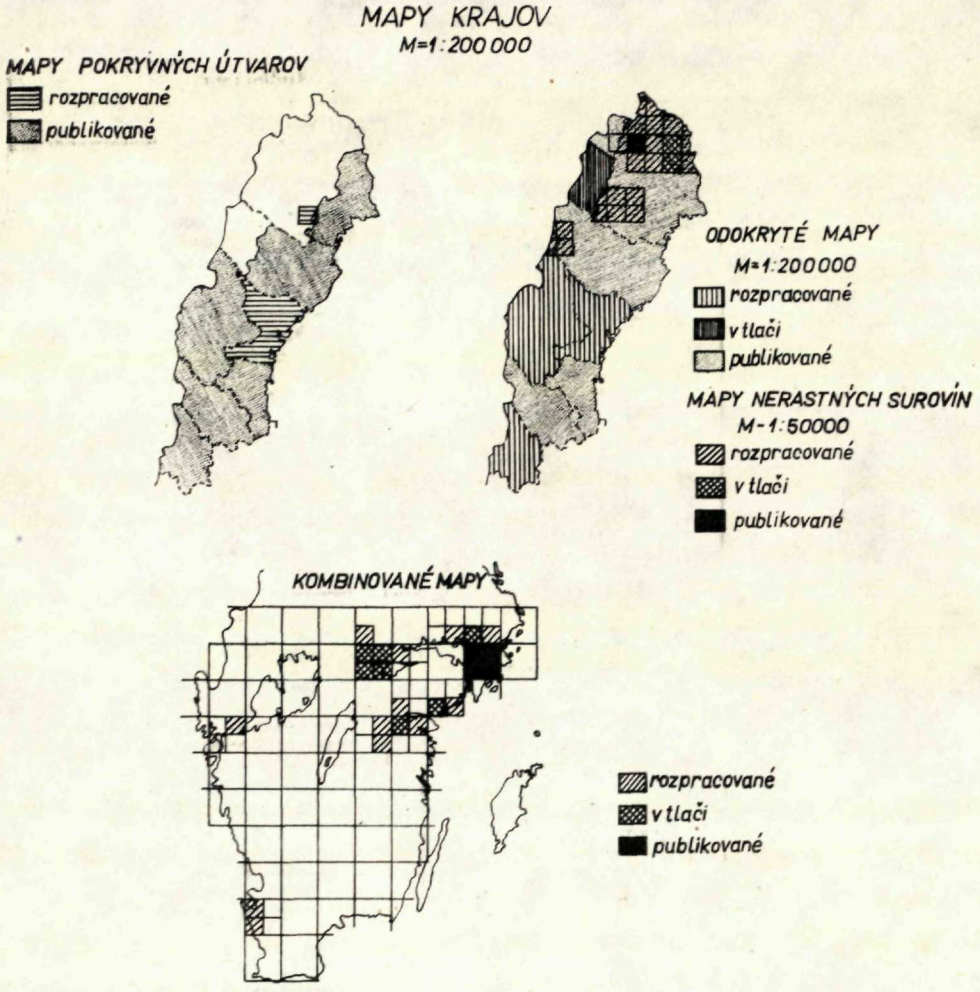
Vedúcim mapovacieho oddelenia SGU je Dr. P. H. Lundegårdh.

Oddelenie služieb SGU (služby sa objednávajú a za vykonanú expertíznu činnosť sa platí) vykonáva vyhľadávanie stavebných materiálov pre stavebné spoločnosti, ktoré nezamestnávajú

Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm
(schéma organizačného členenia)

tab. 1





vlastných geológov; robia sa terénne i laboratórne výskumy pre projektovanie veľkých inžinierskych stavieb (tunely, mosty, prístavy, údolné priehrady a i.), vykonáva sa terénny mapovací i vrtný prieskum podzemných vôd v miestach plánovaného osídlenia a pod.

Nedeliteľnou zložkou SGU je oddelenie geologických dát. Ide o akúsi obmenu nášho Geofondu. Platí totiž zásada o jednotnej evidencii vrtného i posudkového materiálu o všetkých vrtoch urobených na území štátu. Hmotnú i písomnú dokumentáciu v tomto dokumentačnom stredisku musia ukladať aj súkromné spoločnosti. Na základe rozsiahleho dokumentačného materiálu pracovníci tohto oddelenia začínajú zostavovať hydrogeologické mapy oblastí s dostatočnou sieťou vrtov.

Pracovníci oddelenia prospekcie nerastných surovín sa v súčastnosti zameriavajú na najnádejnejšiu oblasť výskytu rádioaktívnych surovín, t. j. študujú sa kyslé eruptívne horniny severného Švédska. Oddelenie je vybavené moderným zariadením. No nezanedbáva sa ani ľudový (amatérsky) výskum. Najnádejnejší výskyt oznámený amatérom je každoročne prémiovaný. Amatérsky výskum v posledných rokoch priniesol prekvapujúce výsledky. Bolo zistené asi 10 nádejných lokalít, z ktorých Laisvall je už v prieskume (Pb rudy) — robí ho Boliden comp. Široko

používanou metódou v ľudovom výskume, a to najmä v oblasti severných kaledonid, je šlichovanie náplavov potokov.

Okrem riešenia pestrej palety praktických problémov, ktoré tvoria hlavný pracovný program SGU v Stockholme, v dlhodobom programe sa nezabúda ani na základný teoretický výskum. Tento sa robí obyčajne v úzkej spolupráci s pracovníkmi vysokých škôl.

Štúdium geológie

V súčasnosti vo Švédsku neexistuje stredná škola s geologickým, resp. banským zameraním. Stredná škola (štúdium je trojročné) vo Filipstade v severnom Švédsku vychováva skôr technológov na spracovanie rôznych druhov nerastných surovín — najmä železných rúd, ako i geológov. Škola má charakter technického gymnázia; absolventi dostávajú titul inžinier.

Geologické disciplíny sa prednášajú na nasledovných vysokých školách a fakultách: na Univerzite v Stockholme — vedúcimi vedeckými osobnosťami súčasnosti sú prof. Beskow (geológia kryštalinika), prof. Wenner (geológia kvartéru), prof. Gavelin (mineralógia a petrografia), prof. Hessland (paleontológia a stratigrafia). Na univerzite v Stockholme sa pestuje najmä kvartérna geológia, mineralógia, petrografia a paleontológia. Na jednej z najstarších európskych univerzít — na univerzite v Upsale pôsobí t. č. prof. Ramberg (petrogenéza, modelovanie petrotektonických procesov v laboratórnych podmienkach), prof. Reymond (paleontológia), prof. Hjelmquist (petrografia eruptívnych a metamorfovaných hornín). Geologické disciplíny sa prednášajú aj na univerzite v Lunde pri Malmö. V Göteborgu existuje spoločná katedra pre výuku geológov na univerzite i pre zabezpečovanie prednášok na technike. Na katedre sa sústreďuje výskum prekambrických kryštalinických komplexov i kvartérnych sedimentov. Vedúcimi osobnosťami sú prof. Bakström (t. č. pôsobí v zahraničí) a prof. Eriksson (kvartér).

Nie je iste bez zaujímavosti uviesť, že geologické disciplíny sa prednášajú pre všetkých poslucháčov prírodovedného štúdia v tak zvanom základnom (t. j. prvom) ročníku. Až po jeho absolvovaní nastáva rozdelenie poslucháčov podľa ich záujmov pre tú ktorú prírodovednú disciplínu.

Ťažba nerastných surovín

Ťažba nerastných surovín, najmä ložísk, je sústredná do nasledovných spoločností.

1. Boliden comp. predstavuje najväčšiu akciovú spoločnosť, ktorá sa sústreďuje na vyhľadávanie, ťažbu a zpracovanie najmä rúd medi, olova, zinku a železa. Prieskum a ťažba v súčasnosti je sústredená do oblasti Boliden a Skellefte. Spoločnosť zamestnáva značný počet geológov, geofyzikov, ale i geochemikov, fyzikálnych chemikov, úpravárov a ďalších laboratórnych špecialistov. Má dobre vybudované laboratóriá na vykonávanie aplikovaného i základného výskumu.
2. LKAB je štátna prieskumná a ťažobná organizácia, ktorá sa sústreďuje najmä na ťažbu železných rúd v oblasti Luossavaara a Kirunavaara (z toho i názov: Luossavaara — Kirunavaara aktie bolag).
3. Grüngesberg Co. (+ Nimber Mines Liberia) sa sústreďuje na vyhľadávanie a ťažbu najmä železných rúd doma i v severnej Afrike.
4. Rôzne malé ťažobné spoločnosti prevažne akciového typu.

Doručené 27. X. 1970

Katedra petrografie PFUK
Bratislava

LITERATÚRA:

RONGE BO, 1970: ústne oznámenie.
LUNDQVIST J., 1970: „SGU — Sveriges Geologiska Undersökning". Sveriges Natur, Årsbok 1970, pp. 180—188, Stockholm.

Drobnotektonická analýza Mn-sloja v Kišovciach

JOZEF SLAVKOVSKÝ

Úvod

Predložená práca kladie si za úlohu osvetliť tektonický inventár mangánového sloja v *SV* časti ložiska Kišovce. Pri riešení tejto úlohy sme použili metódu drobnej tektoniky. Na základe presnej identifikácie, registrácie a štatistického spracovania drobno-tektonických prvkov — hlavne puklín mangánového sloja sme sa snažili vymedziť hlavné systémy puklín, určiť ich charakter, vzájomné vzťahy a čiastočne genézu.

Geologická charakteristika ložiskovej oblasti

Mangánové rudy v oblasti Šváboviec a Kišoviec sú jedinou významnou rudnou surovinou paleogénu centrálnych Karpát. Vyskytujú sa v spodnom oddiele flyšových sedimentov — ílovcové súvrstvie (zakopanské vrstvy). Na základe mikrofauny sa stanovilo, že ílovcové súvrstvie s mangánorudnými slojami patrí vrchnému eocénu (K a n t o r o v á 1954, B e n e š o v á 1959). Hlavný mangánorudný sloj sa nachádza asi 100—150 m nad bázou paleogénu v súvrství zloženom z piesčitých a siltových slienitých ílovcov s vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov, ktoré tu tvoria v nadloží i podloží oporné horizonty. V nadloží hlavného sloja asi 50—80 m je vyvinutý vrchný sloj o mocnosti 5—40 cm a lokálne v hĺbke 40—50 m pod hlavným slojom je ešte vyvinutý sloj s maximálnou mocnosťou 20 cm. Obidva tieto sloje sú nedobývateľné.

Hlavný Mn — sloj

Mangánorudný sloj nemá v celej mocnosti homogénne zloženie. Skladá sa z väčšieho počtu vrstvičiek odlišujúcich sa farbou, pevnosťou, mineralogickým a chemickým zložením. Ide o oxidicko-karbonátové rudy. Podľa J. K o n t u (1951) vo svetlošedých karbonátových vrstvičkách bol zistený z mangánových minerálov rodochrozit a v hnedočiernych oxidicko-karbonátových vrstvičkách mangánokalcit, pyroluzit a vzácne manganit. Priemerný obsah Mn v týchto rudách je 12—15%. Striedanie obidvoch typov rúd bolo vyvolané periodickými zmenami fyzikálno-chemických podmienok v pribrežnej zóne, kde tieto rudy vznikli (F. P i c h a 1954).

Štúdium drobno-štruktúrnych prvkov Mn — sloja sme vykonávali v oblasti bloku 223 BB, ktorý sa nachádza v *SV* časti ložiska Kišovce. Mn — sloj tu dosahuje priemernú mocnosť 40 cm a je rozdelený medzivrstvou na tri časti.

Štruktúrne prvky Mn — sloja

V danej časti Mn — sloja sme študovali: vrstevné plochy, pukliny, vrásy, flexúry a dislokácie. Vyššie menované štruktúrne prvky sú pravými tektonickými prvkami s výnimkou vrstevných plôch, ktoré svojím vznikom sú viazané na sedimentačné procesy. Charakteristika vrstevných plôch bola podaná pri popise profilu Mn — sloja. Z tohto popisu vyplýva, že pôvodné vrstevné plochy v období po sedimentácii boli využívané ako plochy najlepšej schodnosti pre rôzne klzné pohyby v priebehu tektonického namáhania. Najvýraznejšie sa prejavuje vrstevnatosť vo vrchnej a spodnej časti Mn-sloja. Vrstevnatosť nebola zvlášť vyhodnotená nakoľko má zhodný priebeh s uložením sloja a v študovanom úseku predstavuje 280g(5—15g SSZ) smer sloja. Najväčšia pozornosť, pri štúdiu štruktúrnych prvkov Mn-sloja, sa venovala puklinám. Vrásy a dislokácie sa sledovali iba lokálne a preto sa nám nepodarilo zistiť vzájomné vzťahy medzi týmito prvkami a puklinami.

Pri riešení vyššie stanovených úloh sa použila metóda drobnej tektoniky. Podľa tejto metódy sme podrobne zdokumentovali Mn-sloj, pokiaľ to podmienky dovolili, v pravidelných vzdialenostiach každých 5 m — v dĺžke 1 m a pri styku banských diel v súvislej dĺžke 5—10 m. Namerané hodnoty sme zanášali do Lambertovej pólovej siete s projekciou na spodnú pologuľu.

Pre jednotnosť všetkých plošných prvkov nameral sa smer spádovej priamky, čiže smer sklonu. V miestach, kde boli urobené merania puklín, zároveň sme počítali aj ich početnosť na 1 bm. Symetrologické vzťahy medzi jednotlivými prvkami, v našom prípade puklinami, sme analyzovali pomocou úsekových diagramov a to zvlášť pre vrchnú časť sloja, strednu „medzivrstvu" a spodnú časť sloja.

Analýza puklín

Na základe štatistického vyhodnotenia puklín pomocou kontúrových diagramov dospeli sme ktýmto poznatkom. Pukliny vo vrchnej a spodnej časti Mn-sloja majú rovnaký vývoj a vyznačujú sa pomerne hustými radmi rovných plôch prevažne kolmých na vrstevnatosť. Tieto pukliny neprestupujú z jednej vrstvičky do druhej. Vcelku ide o skryté pukliny, ktoré sa objavujú pri mechanickom rozrušení (razenie banských diel, dobývacie práce). Lokálne sa stavajú zjavnými tým, že majú kalcitovú výplň. Pukliny, vo vrchnej a spodnej časti sloja, vytvárajú približne dva na seba kolmé systémy. Prvý systém má smer 50g — (SV—JZ) a sklon 85—100g k *SZ* ako aj k *JV*. Tento systém je najviac zastúpený a jeho rozptyl sa pohybuje od 30—80g. Pokiaľ ide o sklon jeho hojnosť je približne rovnaká ako k *SZ* tak k *JV*. Druhý systém má generálny smer 160g (SZ—JV). So sklonom 80—100g k *SV* ako aj k *JZ*. Rozptyl v smere sa pohybuje od 150—170g a sklon k *JZ* prevažuje nad sklonom k *SV*. Oproti prvému systému je druhý systém menej početný.

Popísané dva systémy puklín spôsobujú drobno kvádrový rozpad vrstvičiek Mn-sloja. Obidva systémy sú hojnejšie vyvinuté v spodnej časti Mn-sloja. Ďalej sme zistili závislosť početnosti puklín na hrúbke vrstvičiek. Početnosť puklín stúpa so zmenšovaním hrúbky vrstvičiek a tiež s ich ohybaním.

Pukliny v strednej „medzivrstve" majú zásadne iný charakter, ktorý sa prejavuje odlišnou priestorovou orientáciou, morfológiou a početnosťou. Najhojnejším systémom puklín „medzivrstvy" je systém so smerom 80g/30g *JJV* s priemernou početnosťou 8—10 puklín na 1 bm a systém so smerom 5g/30g *Z* s priemernou početnosťou 6—8 puklín na 1 bm. Ich zvláštnosťou je diagonálny priebeh k vrstevnatosti a malá hustota. Spravidla siahajú od podložia k nadloží „medzivrstvy", ale nie sú zriedkavé prípady kratšej dĺžky. Miestami sú vyplnené bielym kalcitom. Okrem diagonálnych puklín pozorovať aj lokálne zastúpenie puklín totožných so systémami, ktoré sa vyskytujú vo vrchnej a spodnej časti Mn-sloja, ale tieto sú oveľa podradnejšie a majú tendenciu vyznievania uprostred „medzivrstvy".

Genéza puklín

Vzhľadom na to, že sme robili štúdium puklín zo zreteľom na ich geometrickú identifikáciu a zastúpenie, k otázkam ich genézy môžeme vysloviť iba niekoľko poznámok. Domnievame sa, že výrazne dva na seba približne kolmé systémy puklín vo vrchnej a spodnej časti sloja a čiastočne aj v strednej medzivrstve, vzhľadom na to, že sú približne kolmé na vrstevnatosť, vznikli pri vrásnení (ohybaní vrstvičiek) sloja. Dôkazom toho je aj to, že v miestach vývoja ohybov sloja pozorovať narastanie početnosti puklín. V týchto miestach zároveň pozorovať väčší rozptyl veľkosti sklonu puklín. Relatívny nedostatok týchto v strednej medzivrstve je možné vysvetliť jej odlišnými mechanicko-fyzikálnymi vlastnosťami, a to ešte viac podporuje vyššie uvedenú domienku. Diagonálne puklinové systémy v strednej medzivrstve sú podľa nášho názoru výsledkom intenzívneho medzivrstevného kĺzania po vrstvičkách sloja. To sa najviac odzrkadlilo na styku strednej medzivrstvy so spodnou a vrchnou časťou sloja a výsledkom toho sú drvené polohy — lupavec.

Pri tomto štúdiu venovala sa pozornosť aj kalcifikácii, ktorá podľa nášho poznatku predstavuje potektonický proces a je lokálne viazaná na všetky systémy diskontinuity Mn-sloja.

Záver

Štúdium drobnotektonického inventára — hlavne puklín Mn-sloja v *SV* časti ložiska Kišovce ukázalo, že vo vrchnej a spodnej časti sloja a podradne aj v strednej medzivrstve sú vyvinuté dva hlavné systémy puklín, približne na seba kolmé (obr. 2, A, C). Tieto systémy puklín spôsobujú drobnokvádrový rozpad vrstvičiek Mn-sloja. V strednej medzivrstve sú ešte vyvinuté dva systémy puklín, ktoré sú diagonálne vzhľadom k vrstevnatosti a zároveň sú menej početné. Na základe vzájomných vzťahov puklín a ich vzťahu k ostatným štruktúrnym

prvkom sme vyslovili niekoľko poznámok k ich genéze.. Výrazné dva systémy puklín približne na seba kolmé vo vrchnej a spodnej časti sloja vznikli pri vrásnení (ohýbaní vrstvičiek) sloja. Dôkazom toho je aj narastanie početnosti puklín v miestach ohybov sloja. Diagonálne puklinové systémy v strednej medzivrstve vznikli vplyvom intenzívneho medzivrstevného kĺzania po vrstvičkách sloja.

Pri tomto štúdiu sme venovali pozornosť aj kalcifikácii, ktorá predstavuje potektonický proces a je lokálne viazaná na všetky systémy diskontinuity Mn-sloja.

Doručené: 6. 8. 1970.
Lektoroval: Dr. L. Snopko, CSc., GÚDŠ

Katedra geológie a mineralógie
Banickej fakulty VŠT v Košiciach

LITERATÚRA

D. ANDRUSOV 1964: Geológia československých Karpát III. SAV Bratislava.
J. ILAVSKÝ — J. PECHO — Z. PRIECHODSKÁ 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geologické práce — Zprávy 8, Bratislava.
R. MARSCHALKO 1960: Príspevok k poznaniu genézy Mn oxydokarbonátového ložiska Švábovce v J časti Levočského pohoria. Acta geol. geogr. Univ. Com., 2.
M. MÁŠKA 1954: K tektonické analyse krystalinika. NČAV Praha.
F. PÍCHA 1964: Mangánové rudy paleogénu centrálních Karpát a jejich geneze. Věstník ÚÚG.
J. ŠTELCL — K. BENEŠ — J. PTÁK 1967: Úvod do studia drobné tektoniky a petrotektoniky. UJEP Brno. (I. II.)

INFORMÁCIE

Informácie o nových ložiskách nerastných surovín vo svete

Meď

1. IRAN — počas dvojročného prieskumu bolo objavené dôležité ložisko medi pri SAR CHESMEH. Odhadnuté zásoby do hĺbky 150 m sú 300 mil. ton rudy pri priemernom obsahu 1,2 Cu. Horná časť ložiska má však obsah až do 2 % Cu.
   Chronique des Mines et de la Recherche minière, 1970 (január Paris) „Bý"
2. ZAMBIA — dve švajčiarske spoločnosti (Aktien Invest A. G, Florestina Immobilier A. G financujú výstavbu ložiska v rajóne MKUSHI (centrálna provincia). Investičné náklady budú okolo 5 800 000 £ (resp. 77 500 000 franc. frankov). Dobývanie bude povrchové. Ročná produkcia kovu od r. 1971 okolo 6000 t
   Chroniques des Mines et de la Recherche minière, 1970 (január, Paris) „Bý"
3. USA — v Arizone, neďaleko bane Castle Dome bolo objavené ložisko medi. Zásoby cca 350 miliónov ton pri obsahu 0,45 % Cu s malým obsahom molybdénu. Dobývanie ložiská by sa malo začať behom 2,5 roka. Predpokladajú sa vysoké ročné ťažby.
   (Chronique des Mines et de la Recherche minière, Paris/1970) „Bý"
4. AUSTRÁLIA — ložisko MOUNT MORGAN QEENSLAND má komplexné meďnatozlaté zrudnenie. Rudné telesá ležia v strede devonských vulkanických i sedimentárnych hornín tvoriacich úzku kontaktnú zónu granitového masívu. Zásoby rúd prevyšujú 10 mil. ton s obsahom medi 1,1 % a zlata 3,5g/t.
   Rozvedka i ochrana nedr, 1969, Moskva) „Bý"
5. KANADA — ložisko TIMAGAMI ISLANDS (75 km severovýchodne od SUDBURY) je vysoko termálne. Vo vulkanitoch archaika je 17 bohatých meďnatých telies. Ruda obsahuje cez 5 % Cu. Chudobnejšie tzv. pyritové rudy majú do 0,78 % Cu, 0,58 Ni a 0,07 Co.
   (Zeitschrift für angew. Geologie 1969/12) „Bý"
6. ZSSR — nová medenorudná provincia bola objavená a preskúmaná v severozápadnom Kazachstane v oblasti Severné Mugodžary. Zatiaľ známe ložisko 50 rokov Októbra, Priorskóje, Avangard, Aralčiskoje) sa nachádzajú v Stredne-Orskej synklinále a sú tvorené medenozinkovými a medeno kolčedanovými rudami,
   a) LOŽISKO 50 ROKOV — OKTÓBRA — má 3 rudné telesá — severné, centrálne a južné, viazané na styk hydrotermálne zmenených effuzívnych kyslých hornín a diabázov, diabázových porfýritov. Rudné telesá majú mocnosť od 10 — 80 m s príkrym sklonom do hĺbky. Severná a centrálna časť má masívne rudy pyrit — chalkopyritové. Najdôležitejšie je južné teleso o strednej mocnosti 50 m, maximálnej až 120 m s masívnymi rudami pyrit — chalkopyritovými (65 %), chalkopyrit — pyrhotínové (20 %), sfaleritové (5 %) a pyritové (10 %).
   b) LOŽISKO PRIORSKOJE — je tvorené 1 telesom so siedmimi typmi rúd: pyrit-sfaleritové (5—7 % Zn, 0,2 % Cu), pyrit-chalkopyrit-sfaleritové (1,3 % Cu, 2,5—3 % Zn) a najbohatšie na meď pyrit-chalkopyritové a pyrit-chalkopyrit-pyrhotínové, chalkopyrit-magnetitové, magnetitové a pyritové.
   Podobnými typmi sú i ďalšie ložiská.
   (Rozvedka i ochrana nedr, 1970/1) „Bý"
7. KANADA —
   ZINOK — MEĎ —
   a) v Tinmins (ONTARIO) ložisko sedimentárne exhalačné o zásobách 55 mil. ton o obsahu 7 % Zn a 1,3 % Cu
   b) ložisko MATAGAMI (QUEBEC) patrí k typu olovnato-zinkových ložisiek Mississipi —Missouri. Zásoby cez 20 mil. ton, obsah 12 % Zn a 0,7 % Cu. Sulfidické rudy.
   „Bý"
8. FÍNSKO — ložisko OUTOKUMPU, najdôležitejšie medené ložisko Fínska, leží v Severnej Karélii v tzv. karélskej bridličnatej zóne. Je tvorené 2 rudnými telesami v dĺžke okolo 4 km. Stredná mocnosť okolo 8 m. Priemerné obsahy: Cu 3,6 %, S 27,5 %, Zn 0,75 %, SiO_2 40—45 %, stopové obsahy kobaltu, niklu, striebra, zlata a selénu.
   (Zeischrift für angew. Geologie, 1969/12) „Bý"

Rudy Pb a Zn

1. MAROKO — OLOVNATÉ LOŽISKO ZEIDA — nachádza sa cca 30 km od mesta MIDELT, v oblasti cesty MEKNES — KSARES — SOUK, Horninami, ktoré obsahujú vlastnú dobývanú ložiskovú výplň, sú permotriasové arkózy a zlepence, ktoré ležia priamo na hercynskom granite. Ložisko má 2 typy zrudnenia žilné a žilno-impregnačné. Žily dosahujú mocnosť niekoľkých centimetrov až decimetrov so žilnou výplňou ružového barytu so stopami galenitu. Galenit je často oxidovaný v cerusit. Nachádzajú sa v granite a v permotriase, nemajú žiaden priemyselný význam. Vlastné dobývané ložisko sa nachádza v bielych laviciach zlepencov až arkóz v priamom nadloží granitu. Vo vyššie ležiacich arkózach sú už len stopy zrudnenia, kdežto nadložná Červená séria nemá žiadne zrudnenie. Zrudnenie je galenitové, resp. cerusitové, ktoré tvoria tmel horniny spolu s barytizáciou a prekremenením. Karbonatický tmel je na zrudnenie sterilný. Zrudnenie je olovnaté — zinok prakticky chýba (max. do 0,1 %), podobne ako striebro (menej ako 250 gramov na tonu kovového olova). Ložiskové telesá majú nepravidelné šošovkovité formy, najčastejšie pretiahnuté v jednom smere. Dĺžky ložiskových telies sú do 700—800 m pri šírkach do 100 m. Obsahy kovu sú značne variabilné. Dosahujú až 20 %, ale generálne sa pohybujú okolo 2—3 % Pb. Priemyselné zrudnenie sa nachádza predovšetkým v priehlbinách paleoreliéfu žuly, do ktorých sa usadili spomínané zlepence.
   Chronique des Mines et de la Recherche minière, 1970/marec Paris „Bý"
2. KANADA — ložisko BATHURST (NEW BRAUNSCHWEIG) sa nachádza vo vulkanitoch a sedimentoch ordoviku. Je tvorené viac ako 200 rudnými telesami. Zásoby jedného telesa sú okolo 2—3 mil. ton. Celkové zásoby sa odhadujú na viac ako 300 mil. ton. Obsahy sú okolo 15 % Pb + Zn.
   (Zeitschrift für angen. Geologie, 1969/12) „Bý"
3. JUHOSLÁVIA — ložisko KIEMICA (pri TREPČI) je impregnačným typom. Leží na kontakte andenzitu a serpentinitu. Zásoby sú okolo 7 mil. ton pri obsahu okolo 4,5 % Pb a 1,5 % Zn.
   (Zeitschrift für angen. Geologie, 1969/12) „Bý"

Nikel

1. JUHOSLÁVIA — v okolí KOŠOVA bolo nájdené ložisko niklu. Obsah kovu je dobrý, a zásoby sú odhadnuté cez 20 mil. t.
   (Chronique des Mines et de la Recherche minière, 1970/jan. Paris) „Bý"
2. AUSTRÁLIA — ložisko niklu pri obsahoch do 1,2 % Ni a 0,1 % Cu o zásobách okolo 3 mil. ton bolo objavené pri WANNAWAY (Západná Austrália). Ložisko predstavuje žilu v dĺžke okolo 250—500 m o mocnosti cca 0,8—20 m. Vrtmi bolo ložisko preskúmané do hĺbky cca 250 m. Nad 0,5 % Ni bude dobývanie rentabilné.
   (Chronique des Mines et de la Recherche minière, 1970/marec, Paris) „Bý"
3. JUHOSLÁVIA — železitoniklové rudy MOKRA GORA sa rozprestierajú na ploche cca 70 km^2, dĺžka pruhu okolo 32 km. Ložiská tvorí oolitická železná ruda, ktorá leží na paleoreliéfe Zlatiborského serpentinitového masívu. Rudný horizont má maximálne 20 m mocnosť. V priemere ruda obsahuje cca 21,2 % Fe a 0,7 % Ni. Rudu tvoria z 30 % silikáty (chlority, chamosity), zo 70 % oxidy a hydroxidy (haematit, limonit, geothit, magnetit). Nikelnatý minerál millerit a bravoit sa nachádza v tmele zlepencov a pieskovcov.
   (Zeitschrift für angew. Geologie, 1969/10) „Bý"

Cín

1. AUSTRÁLIA —
   a) ložisko ABERFAIL a STORE CREEK — systémy kremenných žíl v silurských vrstvách v blízkosti s devonskou granitovou intrúziou. Ložiská sú cín-wolfrámové, zásoby sa odhadujú okolo 781 000 ton.
   b) ložisko RENISON BELL — plocho uložené teleso zásoby 11 mil. ton pri obsahu 0,72 % Sn, a 0,33 mil. ton pri obsahu 1,26 % Sn.
   c) MOUNT CLEVELAND — zásoby okolo 2 mil. ton pri obsahu 1 % Sn.
   d) ARDLETAN (Nový južný WELS) — kasiterit roztrúsený v granite. Zásoby do 3 mil. ton, obsah 0,4 Sn.

„Bý"

ZLATO

1. ZSSR — sovietski geológovia našli dôležité ložiská zlata v západnej časti Ukrajiny. Prvé odhady hovoria o 35—50 gramov zlata v jednej tone rudy. Na svahoch Karpát, presnejšie pri meste Ivan Franko (predtým Stanislav) boli nájdené podobné ložiská pri obsahu okolo 3,6 gramov zlata na 1 m^3.
(Chronique des Mines et de la Recherche minière Paris, 1970/január) „Bý"

FOSFORITY — APATITY

1. FÍNSKO — v oblasti ROUA NIEMI bolo objavené ložisko apatitov. Predpokladané zásoby 25 mil. ton pri obsahu 11 % fosforu.
(Preglad geologiczny, Varšava, 1969/12) „Bý"

Výmena skúsenosti

1. FLUOR AKO INDIKÁTOR KASITERITU. V. Z. BARSUKOV a A. G. VOLOSOV na základe experimentálnych prác dokazujú, že za určitých podmienok cín v hydrot. roztokoch tvorí komplexnú zlúčeninu $(Sn(OH)^{x}F^{6-x}$ za prítomnosti SiO_2 a iónu bóru. Keď pH vystúpi na 7,5—8,0, nastáva disociácia — kasiterit sa vylučuje a ión fluóru ostáva v roztoku. Čím je väčšie množstvo odloženého kasiteritu, tým väčšie je množstvo voľného fluóru. Fluór potom vystupuje bližšie k povrchu. Jeho maximálna koncentrácia je na vrchole ložiska, ale je pozorovateľný ešte 300 m vyššie. Terénne skúsenosti poukazujú na to, že prítomnosť fluóru dokazuje kasiterit až na hĺbku 300 m.
(Geologia rudnych mestoroždenyj Moskva — november/december 1968) „Bý"

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Geológia a nerastné suroviny Toga

JÁN ILAVSKÝ

(Výťah z prednášky uskutočnenej na Slovenskej geologickej spoločnosti, Bratislava)

Geologicko-tektonický vývoj Toga je možno rozčleniť vo svetle nových geochronologických výskumov (Wilson, Schürman, Holmes, Cahen, Stobernack, Vinogradov-Tugarinov) na prekambrium spodné, stredné a vrchné, na ktorých ležia mladé, kontinentálne útvary kriedy až miopliocénu.

1. **Spodné prekambrium** (3000—2700 miliónov rokov), ktoré sa zvykne deliť na dva oddiely: keewatin a rhodesian, je v Togu zastúpené Dahomeyenom. Ide o ruly, migmatity, svory, dolomity (Gnaoulou) a tiež polohy amfibolitov, pyroxenitov, leptynitov až dioritov.
Koncom Dahomeyenu došlo k rozsiahlym granitoidným intrúziám, ktorých absolútny vek je od 3020 do 2890 miliónov rokov. Či sú v Togu zastúpené takéto granity, to nie je isté.

2. **Stredné prekambrium** (2600—2000 miliónov rokov) má na území Západnej Afriky viac fácií. Jednou z nich je Birrimien, známy v Ghane a ďalej na západe. Ide o bridlice, fylity a vo vrchnej časti o efúziu bázik. V Ghane sú známe v tomto útvare **zlatonostné žily** a ložiská **mangánových rúd**. V Togu by mohli odpovedať Birrimienu bázika typu Agou-Kabré s indíciami **pyritu** s millerítom, **meďnatých** rúd, **chromitov** a **azbestov anthofylitických** (Ahito, Djéti, Mts. Kabré).
V Ghane a ďalej na západ patria do Birrimienu granitoidné intrúzie s absolútnym vekom 2160—2200 miliónov rokov. Ich vplyvom boli staršie série zvrásnené, metamorfované a došlo k rozpadu veľkej geosynklinály na rad menších pánví. Či takéto útvary sú zastúpené v Togu, nie je možno s určitosťou povedať.

3. **Vrchné prekambrium** (1900—570 miliónov rokov) je typické svojím detriticko-klastickým vývojom a leží diskordantne na staršom podklade. Ide o rozličné faciálne vývviny.
a) Spodný oddiel vrchného prekambria (1900—900 miliónov rokov) zastupuje asi Tarwaien Ghany so **zlatonosnými konglomerátmi** a vo vrchnej časti s bázickým efuzivnym vulkanizmom

(gabrá, dolerity, nority až porfýry, felzity atp.). Je možné, že bázika typu Agou-Kabré v Togu patria Tarkwaienu.

Odlišnou fáciou spodného oddielu prekambria je Akwapimien, čiže Atakorien Toga a Ghany. Je to flyšová séria, ktorá zaberá také isté stratigrafické, tektonické a paleogeografické postavenie ako Tarkwaien Ghany. V Atakore Toga boli objavené tri obzory **hematit-rutilových sedimentov s uránom a thoriom**. Na báze série Atakoru sú tiež známe ložiská **granátov** v muskovitických svoroch.

Koncom Atakoru a Akwapimu došlo v Západnej Afrike opäť k rozsiahlym granitoidným intrúziam a k metamorfóze (1600 miliónov rokov), ktoré nie sú však v Togu známe a ak, tak len metamorfóza. Na Atakore v Togu spočíva totiž konkordantne **séria Kandé**, zložená z bridlíc a fylitov, ktorá je najskôr najvrchnejším členom Atakoru.

Poatakorského veku je potom panafrický, tzv. katanžský orogén s granitoidami veku 873—600 miliónov rokov, ktorému prislúchajú aj **galenity v kremenných žilách** centrálneho Toga (Aghbandi) s absolútnym vekom 625—590 miliónov rokov. Staršie série boli počas tohto orogénu zvrásnené a metamorfované.

b) Vrchný oddiel vrchného prekambria zastupuje **séria Buèm** (590—570 miliónov rokov). Ide o molasový až flyšoidný vývin, faciálne premenlivý, ktorý v Ghane obsahuje vo vrchnej časti aj bázické efúzie (bazalty, dolerity, ryolity) kým v Togu sú známe **ložiská hematitov** jaspilitového typu. Táto séria je slabo metamorfovaná a leží temer horizontálne na staršom metamorfovanom a zvrásnenom podklade.

4. **Kambrium** zastupuje potom séria **Oti-Voltaien**, ktorá reprezentuje synklinálne uloženiny ílovito-piesčité, občas s **mangánovými rudami**. Obsahuje aj skameneliny. Prejavy súčasných starop a lezoických intrúzií majú odraz v charaktere sedimentácie (klastické sedimenty).

5. **Od paleozoika až po vrchnú kriedu** bolo územie Toga pevninou s intenzívnou eróziou, denudáciou a vývinom zlomových línií, hlavne počas variského a alpínskeho orogénu. Tieto dva orogény sú dokumentované absolútnymi vekmi granitoidov (variské 245—365 miliónov rokov — Nigéria, alpínske: 157 miliónov rokov — Nigéria). Počas týchto dvoch orogénov dochádzalo na území Západnej Afriky tiež k intrúziám kimberlitov s diamantmi. Na viacerých miestach Západnej a Južnej Afriky boli zistené ako kriedové.

6. V období **od vrchnej kriedy** dochádzalo na africkej platforme k občasnému zaplavovaniu mora vo formácii **Continental Intercalaire**, zvané v Togu a v Dahomey ako **pieskovce Kandi**. Naproti tomu v pobrežnej oblasti Toga a Dahomey je vyvinutý tzv. **Continental Côtier**, ktorý má v sebe zastúpené útvary Maestrichtu, Paleocénu, Eocénu až Mio-pliocénu v podobe sedimentov ílovitých, piesčitých, **vápencovo-fosfátových**, občas **uhlonosných**, či **naftonosných**.

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

PROFILY

130. výročie narodenia Ľudovíta Cseha

Nedávno sme si pripomenuli významné jubileum vynikajúceho banskoštiavnického banského geológa — 130. výročie narodenia Ľudovíta Cseha.

S osobnosťou Ľudovíta Cseha sa stretávame takmer v každej práci, ktorá sa dotýka ložiskových vých pomerov banskoštiavnického a okolitých rudných revírov. Ľ. Cseh vložil do úsilia o poznanie geologických a ložiskových pomerov tejto významnej rudnej oblasti najplodnejšie obdobie svojho života a svoj um, za čo si u našej odbornej verejnosti zaslúži slová vďaky a uznania. Svojimi bohatými znalosťami v oblasti geológie a mineralógie a vedeckou hodnotou vykonanej práce sa zaradil Ľ. Cseh na významné miesto aj v kontexte geológov bývalej Rakúsko-uhorskej monarchie. Výsledky jeho montanistických bádaní v banskaštiavnickom rudnom revíre sú tak dôležité, že si plným právom zaslúži, aby sme si jeho pamiatku uctili tým, že si všimneme jeho život, výsledky tvorivej práce a jeho podiel na poznaní geologicko-ložiskových pomerov banskoštiavnickej rudnej oblasti.

— — —

Ľudovít Cseh sa narodil 29. septembra 1840 v obci Batina v južnom Maďarsku. Po ukončení štúdia na bratislavskom reálnom gymnáziu sa v roku 1860 prihlásil na Banskú akadémiu

v Banskej Štiavnici, ktorú absolvoval s dobrým prospechom. Po ukončení štúdia na akadémii bol prijatý do služieb banského eráru na baňu Pacherštôlňa a 5. októbra 1864 zložil prvú služobnú prísahu. Po 18-mesačnej službe ho preložili na Banský meračský úrad na Windšachte (teraz Štiavnické Bane), kde bol po 7-mesačnej službe výnosom Uhorského kráľovského ministerstva financií prijatý do stavu úradníckych čakateľov a 27. decembra 1868 bol už menovaný za banského úradníka. Služobnú prísahu zložil 24. januára 1869. Medzičasom zastupoval úradnícke miesta na Novej Anton štôlni v Hodruši a na závodoch v Novej Bani, a pôsobil ako suplujúci profesor na Banskej akadémii.

Ľ. Cseh začal vyvíjať vlastnú geologickú činnosť počas pôsobenia na Banskom úrade na Windšachte. Už 26. decembra 1876 jeho zbierka žilných výplní a hornín predstavovala bohatú kolekciu a obsahovala 2429 kusov. Koncom novembra 1878 preberá Ľ. Cseh aj miestnu predajňu nerastov spolu s materiálom a písomnosťami.

Veľkého uznania za usilovnú prácu sa Csehovi dostáva koncom marca 1883, keď ho banské riaditeľstvo v Banskej Štiavnici navrhuje menovať za banského geológa na uvoľnené miesto Sándora Gesella, ktorého 15. marca menovali za hlavného geológa do Uhorského kráľovského geologického ústavu v Budapešti. Banské riaditeľstvo vo svojom návrhu poukazuje na dôležitosť práce banského geológa pre rozvoj baníctva, ku ktorému je potrebné čo najskôr preštudovať a spracovať geologické pomery jednotlivých banských obvodov. Do tejto funkcie navrhuje Ľ. Cseha preto, že má bohatú, takmer deväťnásťročnú prax, ktorú nadobudol počas pôsobenia na Pacherštôlni, v hodrušskom závode Nová Anton štôlňa, v novobanských závodoch, pri vedení prác v Dedičnej štôlni cisára Jozefa II (Voznicka dedičná štôlňa), tiež v erárnych baniach vo Felsöbányi, pri oprave a stavbe hrádze v Nagybányi a nakoniec aj ako suplujúci profesor na Banskej akadémii. Okrem toho bol Ľ. Csehovi, za dokončenie práce hlavného prekopu Dedičnej štôlne cisára Jozefa II — výnosom najvyšších úradov zo dňa 15. januára 1879 — udelený zlatý kríž s korunou za jeho vynikajúce služby. V tomto návrhu sa ďalej uvádza, že Ľ. Cseh mal už bohaté skúsenosti a vtedy schopnejšieho geológa do tejto funkcie menovať nemohli. Z jeho charakteristiky môžeme ďalej citovať: „Svoje povinnosti si plní veľmi usilovne a horlive. Jeho odborné znalosti v každom odbore baníctva sú dôkladné a rozsiahle. Jeho teoretické a praktické vedomosti v geológii a mineralógii sú výborné. Jeho chovanie sa je v každom prípade chvályhodné. Jeho mravnosť je bezúhonná."

Uhorské kráľovské ministerstvo financií prijalo návrh banského riaditeľstva v Banskej Štiavnici a dňa 13. apríla 1883 menovalo Ľ. Cseha za banského geológa v VIII. hodnostnej triede. Služobnú prísahu zložil 22. apríla 1883. Od roku 1897 viedol geologické cvičenia na Banskej akadémii a od 5. apríla 1898 tam pôsobil ako výpomocný profesor. Zomrel 10. apríla 1908 v Banskej Štiavnici a je pochovaný vo Frauenbergskom cintoríne.

V priebehu výkonu svojej funkcie ako banský geológ vyvinul vlastnú metódu banského geologického mapovania. K tomu ho viedla aj skutočnosť, že bol vlastne jediným banským geológom v službách Hlavného komornogrófskeho úradu v Banskej Štiavnici, kde musel sám a bez akéhokoľvek návodu riešiť problémy pridelenej práce a ktorá sa mala aplikovať v banskej praxi. Svojej úlohy sa zhostil veľmi dobre a to potvrdzujú aj výsledky jeho práce.

Ľ.Csehovi sa podarilo — v priebehu niekoľkých rokov — urobiť geologické mapovanie tak rozsiahleho územia, ako bol banskoštiavnický, hodrušský a vyhniansky rudný revír, vrátane vzdialenejších banských revírov (Kremnica, Červenica, Zlatá Idka, Vígľašská Huta, atď.). Len časová náročnosť pri vyhotovovaní geologických máp a profilov spôsobili, že nemohol svoje dielo doviesť do konca a všetky výsledky svojej práce publikovať.

Ľ. Cseh zanechal dielo, ktoré je jedným z najrozsiahlejších a najsúbornejších, ktoré z tohto rudného revíru dovtedy existovalo. Je preto pochopiteľné, že iba dokonalá znalosť študovaných oblastí a veľká húževnatosť pomohli Ľ. Csehovi zanechať tak rozsiahle a významné, aj keď nedokončené dielo, ktoré dopĺňuje súčasné medzery pri pohľade na geologické pomery neprístupných banských diel, čo má nesmierny význam pri znovuotváraní banských diel a rudných žíl pre prieskum, alebo ťažbu.

Ing. I. Herčko

ERRATA

Mineralia slovaca č. 8

V článku Milada Horáková — Milan Klago — Zdeněk Potyš Hydrologické vyhodnotenie vrtu BJ-2 v Zátručí . . . chybuje niekoľko autorských údajov, ktoré pripojumeme:

Strana 295, obrázok č. 1 — chybuje údaj: zväčšené 33×, strana 297 — obrázok č. 2 — chybuje údaj: zväčšené 45×, strana 296 — obrázok č. 3 — chybuje údaj: zväčšené 90×, strana 298 — obrázok č. 4 — chybuje údaj: zväčšené 25×, obrázok č. 5 — chybuje údaj: zväčšené 80×.

V zozname literatúry chybuje údaj:

D. Hovorka: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tríbeča, Acta geol., 13 Bratislava.

D. Hovorka — P. Hvoždara 1965: Akcesorické minerály eporidných granitoidných hornín, Acta geol. č. 9 — Bratislava, Prír. fak. UK.

V článku I. Knézl — M. Linkešová — I. Blažko — F. Pažitný — V. Prôčka:

Predbežné výsledky geologického mapovania v okolí Kopernice niekoľko nesprávnych údajov na strane 351: po geologickj stránke správne po geologickej stránke, perografickou charakteristikou, správne petrografickou charakteristikou, doteraz urobené geoloicko-správne geologicko, opátovy typ, správne opalitový typ.

Prosíme o ospravedlnenie.

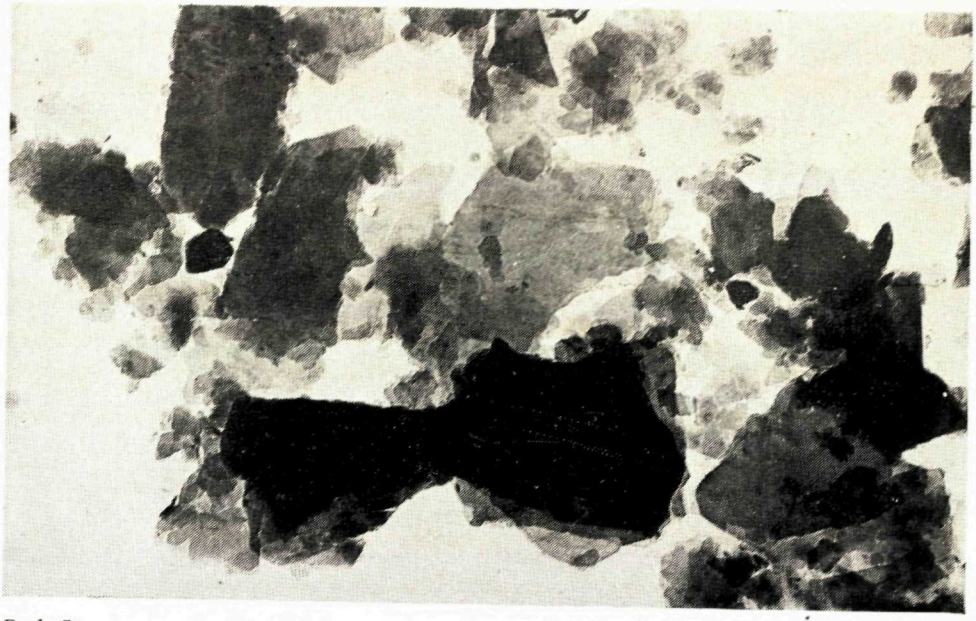
MINERALIA SLOVACA

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p. Spišská Nová Ves.
Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava, Inžinierskogeologický a hydrologický prieskum, n. p., Žilina, Slovenské naftové závody, n. p., Gbely, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava.
Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Povolenie: KNV Košice — 104 (kult.) TRUD.
Vytlačili: Dukelské tlačiarne, n. p., Prešov. Počet AH 9 VH XX
Rukopis odovzdaný do tlačiarne: 14. 1. 1971.
Cena jedného čísla: pre právnické osoby 30 Kčs, pre fyzické osoby 15 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs.
Ročné predplatné: pre právnické osoby 120 Kčs, pre fyzické osoby 60 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 40 Kčs.
Vysokoškoláci a študenti: ročné predplatné 40 Kčs.
Predplatné pre cudzinu: cena za jedno číslo 3 US doláre + 0,5 US dolára obyčajné poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné: 10 US dolárov + 2 US dolára obyčajné poštovné.
Do socialistických štátov predplatné v rubľoch: Cena za jedno číslo 4 ruble + 0,7 rubľa poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné 15 rubľov + 2,8 rubľa obyčajné poštovné.
Objednávky adresujú sa redakcii a administrácii časopisu. Vypovedná lehota na predplatné: 3 mesiace pred uplynutím kalendárneho roka.
Ročne sa vydávajú 4 čísla.

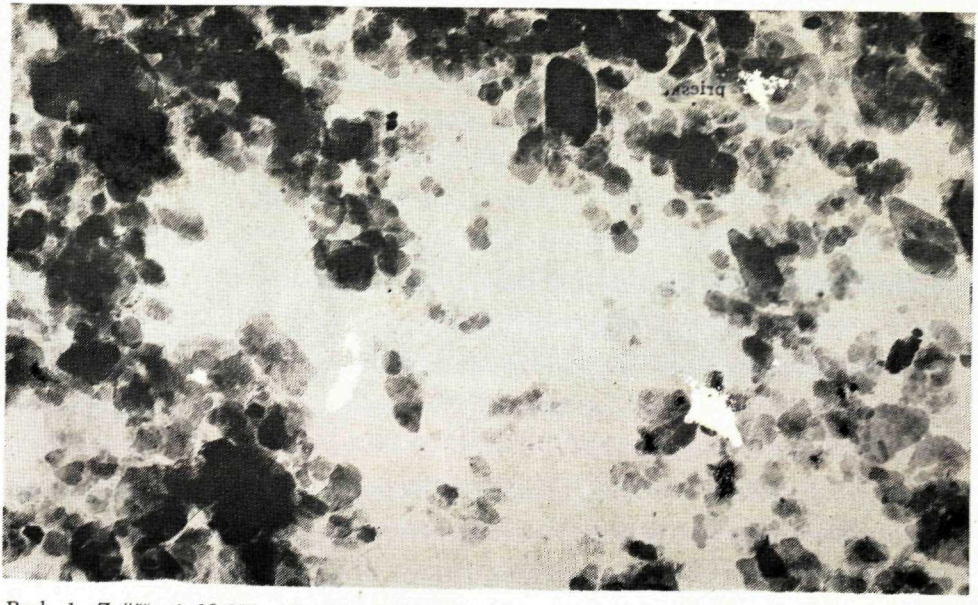
K článku: Kaolín z oblasti Rudník — Jasov

CHARAKTERISTICKÝ VÝVOJ ÍLOVÝCH MINERÁLOV V ELEKTRONOVOM MIKROSKOPE

On the Kaolin Occurence in the Rudník — Jasov Area.



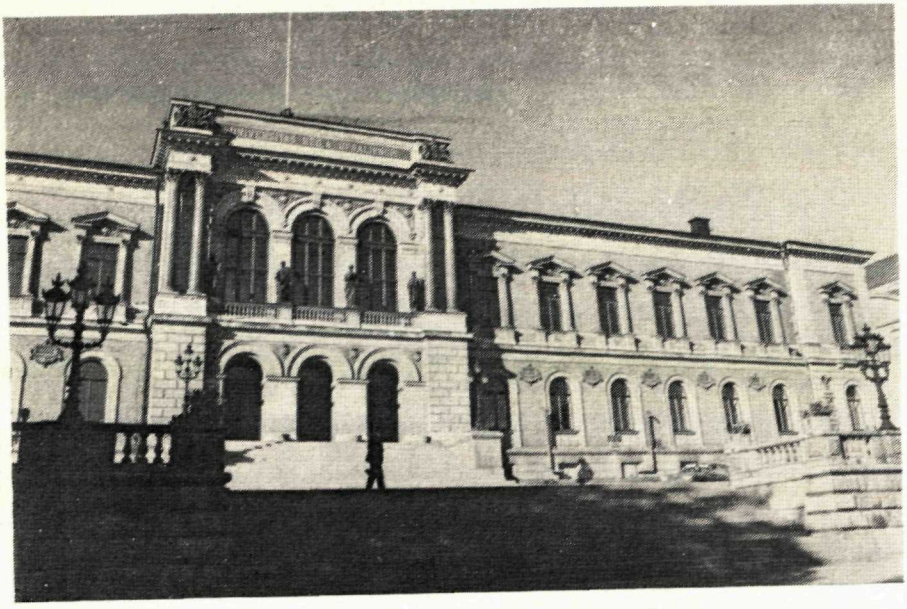
Rud. 5
Zväčšené 18 000x. Typ A. Vyhotovil: P. g. Gerthofferová Helena.



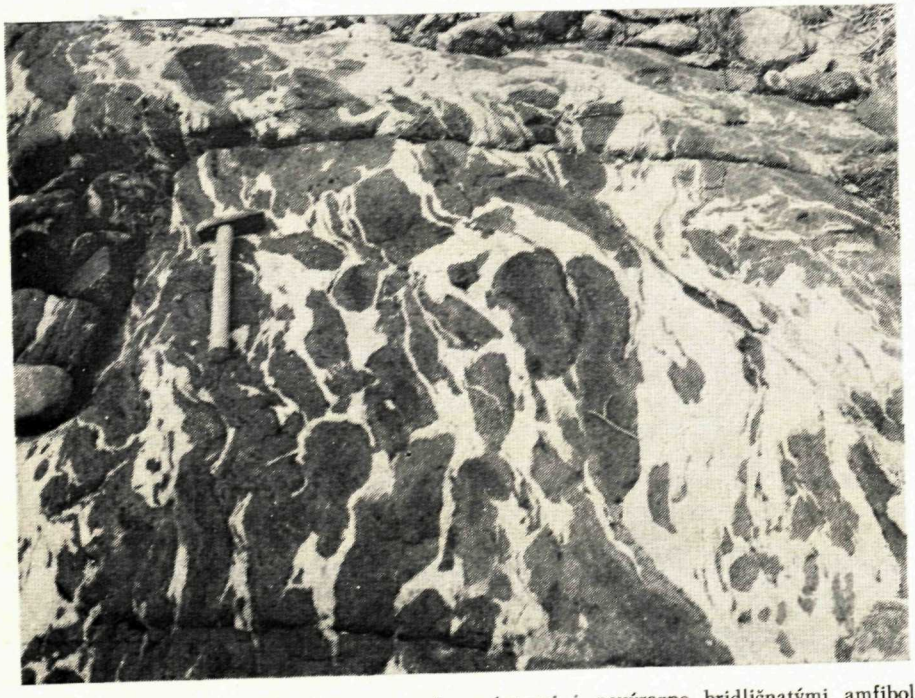
Rud. 1. Zväčšené 18 000x. Typ B. Vyhotovil: P. g. Gerthofferová Helena.

Photo 1, 2. Caracteristic development of clay minerals as seen in the electron microscope.

K článku: Geológia vo Švédsku



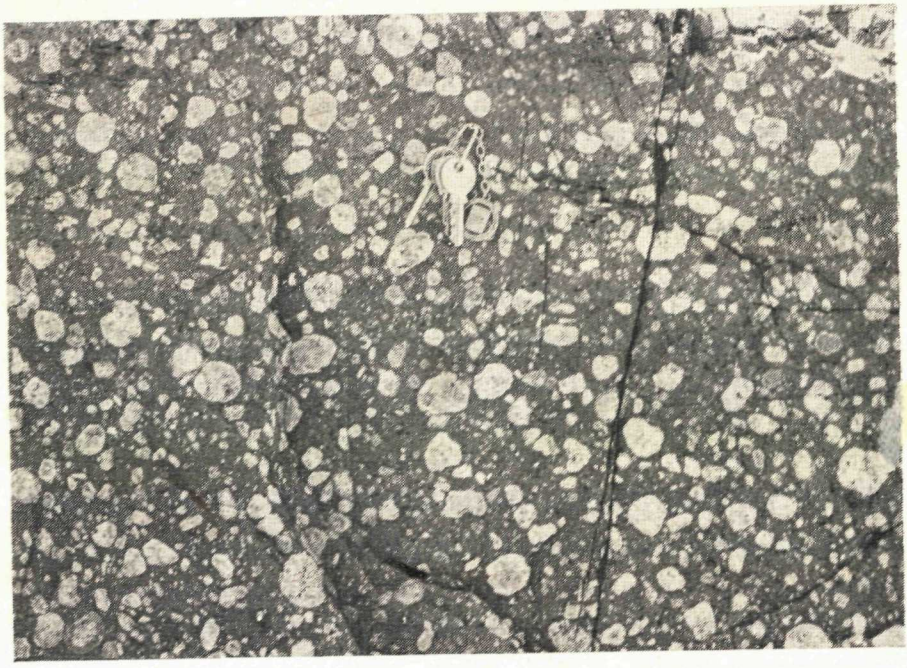
Budova jednej z najstarších európskych univerzít — univerzita v Upsale.



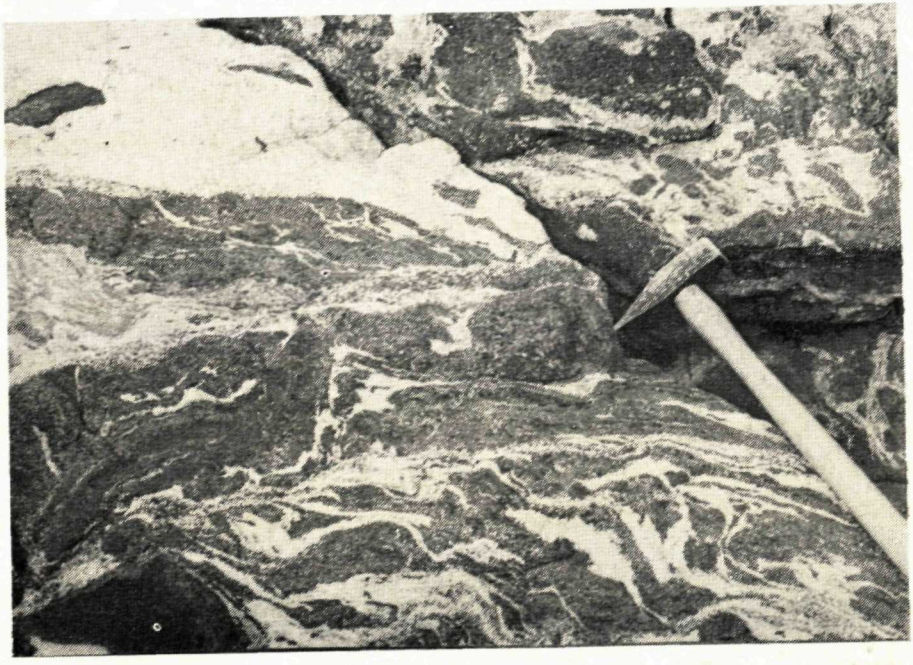
Agmatitický migmatit. Substrát je tvorený masívnymi i nevýrazne bridličnatými amfibolovcami až amfibolitmi. Göteborg.

„Páskované ruly". Tmavé polohy sú tvorené amfibolom a biotitom, svetlé polohy sú zložené z kremeňa a živcov. Pobrežie Baltu pri Sundsvalle.

Hruboporfyrický granáticko-biotitický granit (typ „Revsund"). Nehomogénnosť horniny (striedanie hruboporfyrických polôh s polohami neporfyrickými) je podľa domácich autorov dôsledok kryštalizácie magmy v období začínajúcej tektonickej konsolidácie. Revsund.



Rapakivi-porfyr. Naruvožené K-živice v strede porfyrických výrastlíc sú lemované nazelenalými kyslými plagioklasmi. Základná hmota horniny je mikrogranitická až sklovitá. Pobrežie Baltu pri Sundsvalle.



Migmatitizácia amfibolitov. Na styku amfibolitov s aplit-pegmatickým materiálom pozorovať biotitizáciu amfibolu a zároveň rekryštalizáciu posledného. Lerum pri Göteborgu.