

# GEOLOGICKÉ PRÁCE



*2014*  
*L3*

ZPRÁVY 29

GEOFOND, REDAKCIA BRATISLAVA 1963



1319 a



18,50 K<sup>u</sup>

1465 / 1963



## OBSAH

1. Laskovský V.: 10 rokov organizovanej geologicko-prieskumnej činnosti . . . . .	5
2. Slávik J.: Geologické pomery druhej fázy neogénneho vulkanizmu sev. časti Vtáčnika (nadložný vulkanizmus) . . . . .	9
3. Varga I.: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou . . . . .	31
4. Grecula P.: Náčrt geologicko-štruktúrnych a ložiskových pomerov medzi Mníškom n/Hn. a Prakovcami . . . . .	49
5. Abonyi — Beňo — Furiel: Geologické pomery metasomatického ložiska sideritu v Nižnej Slanej . . . . .	57
6. Pecho J.: K problému diskordancie triasu v severogemeridnej synklinále . . . . .	69
7. Kubíny D.: Nové poznatky o geológii ložiska pri Píle v Pohronskom Inovci . . . . .	75
8. Kubíny D.: O geológii a genéze Fe, Mg karbonátového ložiska pri Čiernom Balogu . . . . .	82
8. Brodňan M.: Geologická stavba štúrovského uhoľného ložiska . . . . .	95
9. Gašparíková V.: Mikrobiostratigrafické pomery okolia ložiska Zbudza na vých. Slovensku . . . . .	105
10. Juriga F.: K otázke hĺbkového pokračovania banskoštiavnických rudných žíl . . . . .	111
11. Čillík I.: Výsledky geol. prieskumu ložiska rumelky pri Malachove . . . . .	119
12. Čillík I.: Ložisko mangánovej rudy pri Zázrivej . . . . .	125
13. Gavora S. — Hruškovič S.: Skarnové ložiská vo vulkanitoch Štiavnického pohoria v obl. Hodruša—Vyhne . . . . .	133
14. Polák S.: Ku genéze ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici . . . . .	143
15. Bartek V.: Príspevok k prieskumu handlovského ložiska v oblasti obce Podhradie . . . . .	157
16. Bystrický J. — Tomko I.: Vysokopercenčné vápence Slovenského krasu . . . . .	167
17. Porubský A.: Hydrogeologické pomery dunajského územia medzi Komárnom a Chľabou . . . . .	173
18. Struňák V.: Geologické a hydrogeologické pomery v povodí Laborca . . . . .	185



Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page. The text is arranged in several lines and appears to be a list or a series of entries, but the characters are too light to transcribe accurately.



## 10 ROKOV ORGANIZOVANEJ GEOLOGICKO-PRIESKUMNEJ ČINNOSTI NA SLOVENSKU

Desaťročné trvanie geologicko-prieskumných organizácií zasluhuje si pozornosť a zamyslenie sa nad výsledkami geologickej služby na Slovensku. Naša republika má množstvo nerastných surovín, na základe ktorých možno plánovite budovať nový priemysel. Veľmi dobrá je bilancia surovinových zdrojov najmä v oblasti západných Karpát. Za uplynulých desať rokov z kedysi zaoštvajúcich oblastí stali sa dôležité priemyselné centrá. Prispel k tomu aj intenzívny prieskum Spišsko-gemerského rudohoria, kde za posledných 10 rokov sa rozšírila investičná výstavba ťažobných kapacít a rozvoj nášho rudného baníctva. Konkrétnym dôkazom toho sú šachty v Nižnej Slanej, Zlatníku, v Rudňanoch-západ, Gelnici a Fichtenhüblí. Okrem tejto klasickej oblasti treba spomenúť ešte úspechy pri rozšírení surovinovej bázy magnezitu, čím sa dostávame v tejto surovine na jedno z prvých miest na svete. Úspechom geologického prieskumu je dokázanie magnetocových ložísk priemyselného významu v okolí Vyhien a započatie prieskumu na farebné kovy pri Banskej Bystrici. Úspešne pokračuje vyhľadávací prieskum rúd v oblasti Tisovca—Hnúšťa.

Nemalé úspechy v posledných 10 rokoch zaznamenali sa v prieskume palív. Overilo sa ďalšie rozšírenie Handlousko-nováckej panvy, a to na juh od ťažobného poľa v Handlovej a Cígla (Podhradie). Severne od obce Koš sa overujú zásoby v množstve jedného ťažobného závodu. V priebehu posledných 10 rokov upresnili sa hranice tejto panvy smerom na juh i na sever. Už roku 1964 odovzdávajú sa ťažbe nové priemyselné zásoby v oblasti II. etapy Bane mládeže v Novákoch, na základe čoho začne sa ešte v roku 1964 s výstavbou ťažobných objektov.

V oblasti Juhoslovenskej uhoľnej panvy, kde prieskum pomaly končí, urobil sa špeciálny hydrogeologický prieskum, aby sa umožnilo odvodňovanie ložiska pred dobývaním. Zistilo sa rozšírenie panvy mimo dobývacieho priestoru, takže sú dnes vo výstavbe nové ťažobné šachty, ktorými sa zabezpečili ďalšie energetické zdroje.



V nerudných surovinách za úspech treba považovať zistenie značných zásob kamennej soli, bentonitov, halozitov, perlitov a iných keramických surovín, ktoré otvárajú možnosť kvalitatívnej zmeny v sortimente výroby stavebných hmôt. Rad surovín sa zisťoval geologickým prieskumom pre nové závody cementárske, tehliarske a pod.; v posledných rokoch venuje sa zvýšená pozornosť i požiadavkám na piesky pre zlievarenstvo. Venovala sa pozornosť aj úpravám pieskov zo slovenských lokalít pre sklárske ciele.

Výstavba vodných diel, rozsiahlych objektov a sídlisk nie je mysliteľná bez stavebnej geológie. Tu treba vyzdvihnúť prácu našich inžinierskych geológov, ktorí najmodernejšími metódami v skrátených termínoch, často za sťažených podmienok pripravili vodné diela na Orave, na Ružíne, v Domaši, Považské kaskády, investičnú výstavbu Východoslovenských železiarní a teraz pracujú na prieskume pre melioráciu východného Slovenska. Zvlášť treba vyzdvihnúť prácu inžinierskej geológie pri riešení problému okolo zosuvu v Handlovej a pri výskume pre vodné diela na Dunaji.

Veľké úspechy dosiahli pracovníci geologického prieskumu i mimo hraníc nášho štátu. Početní pracovníci pomáhali riešiť geologické problémy v rámci vedecko-technickej spolupráce vo Vietname, Egypte, Albánsku, Guiney, na Kube a inde tiež úspešne zvládli svoje úlohy.

Význačným medzníkom v organizácii geologickej služby bol rok 1958, keď došlo na základe dokumentu ÚV KSČ a vlády ku koordinácii práce prieskumných a výskumných geologických organizácií. Každým rokom sa stále efektívnejšie využívajú prostriedky vynaložené na geologický prieskum. Za posledných 10 rokov sa investovalo do geologického prieskumu na Slovensku zhruba poldruha miliardy korún, pričom geologická služba zabezpečila národnému hospodárstvu nerastné suroviny v hodnote okolo 150 miliárd Kčs.

Napriek značným úspechom je v geologickom prieskume rad problémov, ktoré čakajú na riešenie v ďalších rokoch vzhľadom na stále rastúce požiadavky zo strany ťažobných a stavebných organizácií.

Uznesenia straníckych a nadriadených orgánov správne orientujú pozornosť našich geológov, robotníkov a technikov na nové výskumné metódy, ktoré majú zabezpečiť zlacnenie geologicko-prieskumných prác. Predovšetkým geofyzikálny prieskum sa javí ako jeden z najefektívnejších pre vyhľadávanie skrytých ložísk; táto metóda pomôže podstatne obmedziť množstvo technických prác, vrťov a banských diel. V najbližšej dobe sa preto počíta s podstatným rozšírením geofyziky na Slovensku. Zvýšenú pozornosť budeme venovať aj geochemii pri vyhľadávaní ložísk, hlavne farebných kovov. Plne si uvedomujeme, že situácia vo vyhľadávaní nových ložísk bude vyžadovať zvýšenú odbornosť od našich geológov a zlepšenie technického vybavenia. Je to pochopiteľné, pretože dostávame sa z klasických a známych oblastí do území geologicky menej známych, kde doterajšie metódy vyhľadávania nemôžu sa opierať o známe ložiská na ich smerné alebo úklonné

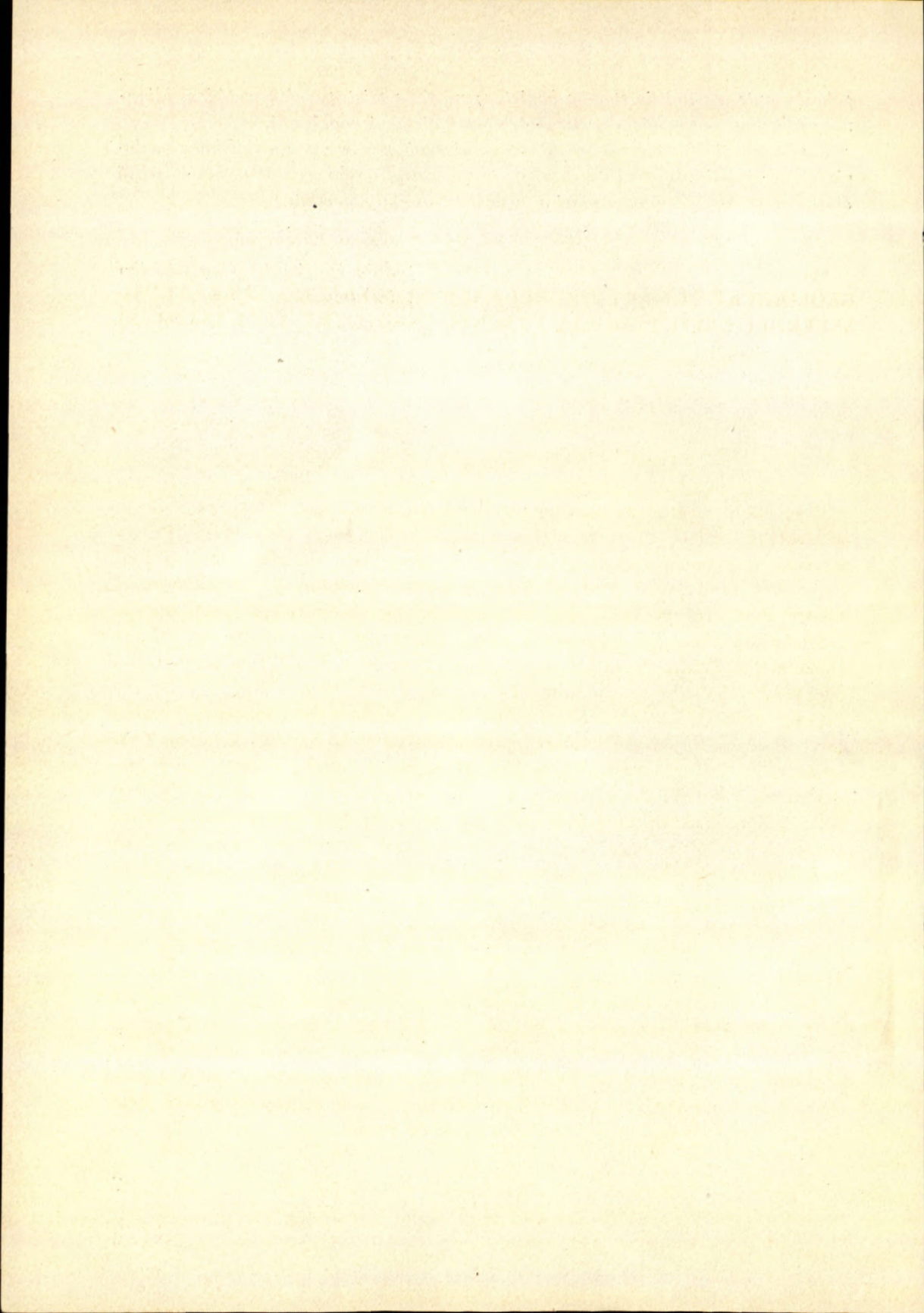


*pokračovanie, na indicie starého baníctva; musí sa pristupovať k metódam hlbínnej geofyziky, geochémie a so štruktúrno-tektonickými analýzami.*

*Z príležitosti 10. ročného trvania Geologického prieskumu predkladáme geologickej verejnosti niekoľko príspevkov pracovníkov nášho podniku, ktoré aspoň čiastočne poskytujú obraz o práci a výsledkoch nášho kolektívu.*

*Vítězslav Laškovský,  
podnikový riaditeľ Geologického  
prieskumu n. p., Žilina*







JÁN SLÁVIK

## GEOLOGICKÉ POMERY DRUHEJ FÁZY NEOGÉNNEHO VULKANIZMU SEVERNEJ ČASTI POHORIA VTÁČNIK (NADLOŽNÝ VULKANIZMUS)

### Úvod

V súvislosti so štúdiom rozsahu handlovského ložiska v r. 1957—1959 riešili sa i vzťahy nadložných vulkanických hornín k uhľonosným sedimentom. Pritom sa stanovila sukcesia vulkanických hornín severnej časti Vtáčnika, ktorá sa podstatne líši od doposiaľ predpokladanej sukcesie vulkanitov v stredoslovenskej oblasti. Zistila sa aj vulkanologická charakteristika jednotlivých typov hornín.

Študovaná oblasť sa rozprestiera medzi bodmi: obec Podhradie, k. Vtáčnik (1326 m), k. Sulina, Nová Lehota, Handlová, Prievidza, Cígel, teda približne na celej ploche uhoľného ložiska Handlová a oblasti J od ložiska.

Orograficky dá sa oblasť členiť takto: Nad handlovským ložiskom je severná časť vulkanického pohoria Vtáčnik, spadajúceho na V do handlovskej a na Z do nováckej časti Hornonitrianskej kotliny. Handlovská kotlina smerom na V prechádza do Kremnického pohoria a na S do mezozoických a kryštálických sérií pohoria Žiar. Smerom na J je Handlovská kotlina spojená úzkou eróznou rýhou potoka Lutila so Žiarskou kotlinou. Novácka časť kotliny prechádza na Z do mezozoických sérií Strážovskej hornatiny, na SZ do kryštálického masívu Malej Magury. Smerom na J je Hornonitrianska kotlina uzavretá jadrovým pohorím Tribeč a tvorená len úzkym poriečim Nitry smerom na Bánovskú tabuľu. Vulkanický komplex Vtáčnika je pretiahnutý v smere S—J a smerom od S na J sa zvyšuje.

Vodná sieť oblasti ložiska patrí povodiu rieky Nitry a Hrona. Do Nitry stekajú toky západných svahov pohoria Vtáčnik; S a SV časti Vtáčnika, vrátane prevažnej plochy Handlovskej kotliny, odvodňujú malé potoky, vtekajúce do Handlovky, a potom do Nitry na J od Prievidze. Západné svahy odvodňujú potoky, ktoré vtekajú do Nitry prevažne priamo. Len najjužnejšiu časť kotliny odvodňuje potok Lutila, ktorý tečie do Žiarskej kotliny a odtiaľ do Hrona.



Prehľadom starších prác sa nebudem zaoberať, lebo ich podrobne zhodnotil Čechovič (1959), ktorý podáva základné litologicko-stratigrafické údaje o všetkých sériách, s najväčším dôrazom na sedimentárne horniny; autor tejto práce sa zaoberal pomermi podložného neogénneho vulkanizmu (Slávik 1959), preto teraz rozoberá len nadložný vulkanizmus — druhú sarmatskú fázu vulkanizmu Vtáčnika.

### Geologická charakteristika oblasti

Značnú časť územia, o ktorom sa predpokladalo, že tvorí jednotný vulkanologický cyklus nadložného vulkanizmu, tvoria vulkanity, patriace podložnému vulkanickému cyklu. Keďže tu ide o zásadnú otázku geologickej stavby, rozvedieme širšie príčiny, ktoré viedli k predpokladu, že časť územia tvoria horniny, reprezentujúce podložný vulkanizmus pohoria Vtáčnik. Od vyriešenia tohto problému závisí aj správne zistenie južného okraja handlovského uhoľného ložiska.

Geologický sled neogénnych súvrství v oblasti pohoria Vtáčnik je (viď Čechovič 1959):

spodný miocén	pelitické sedimenty (vrásnené) Po-I PO-2 VT-I erózia a angulárna diskordancia
tortón	a) komplex podložných vulkanitov s ojedinelými vložkami pelitických sedimentov b) redeponované produkty podložného vulkanizmu v okrajových častiach podložného vulkanického masívu c) podložné íly d) uhlie v oblastiach s dvoma uhoľnými slojmi, aj medziuholné vrstvy (slojové pásmo) e) nadložné íly
sarmat	Erózia a tektonika formácia bielych vápencovo-dolomitických štrkopieskov s vložkami tufitov nadložná vulkanická formácia pohoria Vtáčnik

### Diskusia o vzťahu nadložných a podložných vulkanitov

Pri geologickom mapovaní vznikla otázka, ako rozlíšiť podložné a nadložné vulkanity. V oblastiach, v ktorých je vyvinutý uhoľný sloj alebo aspoň produktívne súvrstvie, je to jednoduché. Zložitejšie je to tam, kde sa priamo stýkajú produkty nadložného a podložného vulkanizmu (J od Novej Lehoty v oblasti Klakovskej doliny). Predpoklad o prekrývaní oboch fáz vulkanizmu sme sa snažili preveriť zistením petrografických sukcesionálnych a štruktúrnych vlastností vulkanických komplexov, ako aj skúmaním rozdielov medzi vulkanickými komplexami, o spoločnom vulkanickom cykle ktorých sme pochybovali.

Petrografické výskumy nadložných vulkanitov dokázali pôvodný nedostatok výrastlíc amfibolu v lávových prúdoch a v úlomkoch pyroklastík pyroxenických andezitov, ktoré vznikli počas nadložného vulkanizmu. Výskum andezitových úlomkov a najmä tufogénnych produktov v explozívnych faciách podložného vulkanizmu, najmä v jeho posledných faciách, poukázal na pomerne častý amfibol. Hoci nepredstavuje základnú horninotvornú súčiastku, jednako netvorí ani akcesóriu



(je hojnejší); taký vzťah amfibolu sme konštatovali vo viacerých odkryvoch podložných tufitických konglomerátov

K predpokladu o výskyte vulkanitov podložného vulkanizmu na povrchu v oblasti Klakovskej doliny prispela i analýza sukcesie nadložných vulkanitov; stanovila sa táto sukcesia:

1. ryolit, ktorý sčasti extrudoval už počas sedimentácie nadložných ílov ložiska;
2. amfibolický andezit skoro celkom bez pyroklastík; jeho produkty často pokrývajú povrch handlovskej časti Hornonitrianskej kotliny, zistili sme ho však aj južnejšie od Novej Lehoty;
3. bazaltoidný andezit s iniciálnou explozívnuou činnosťou; jeho produkty lemujú svah hlavného hrebeňa Vtáčnika až po hrebeň Suliny na S od Prochote;
4. pyroxenický andezit s mohutnou explozívnuou činnosťou na začiatku, ktorý prerušila explózia monofyrického andezitu a amfibolického granatického dacitu. Dôkazy o tejto sukcesii uvedieme ďalej.

Bazaltoidný andezit leží zväčša priamo na formácii bielych štrkov. Preto, keď sa zistilo, že v oblasti Mt. Riegel na Z od obce N. Lehota sa bazaltoidné andezity nalievajú priamo na vulkanické horniny, predpokladali sme dve etapy bazaltoidne-andezitového vulkanizmu; prvú skoro na začiatku vulkanickej činnosti a druhú, reprezentujúcu finálny vulkanizmus v oblasti Vtáčnika. Zistilo sa, že bazaltoidný andezit sa súčasne nalieva i na formáciu bielych štrkov, ktorá útržkovite vychádza na povrch v oblasti JV od Bielej Skaly v údolí severného prítoku Klakovského potoka. Táto skutočnosť je najpresvedčivejším dôkazom, že andezitové brekcie, na ktoré sa nalieva bazaltoidný andezit so svojimi pyroklastikami, patria k podložnému vulkanizmu.

V oblasti V od k. Orli kameň (1126) vychádzajú na povrch žilné telesá bazaltoidného andezitu. Ide o systém troch rovnobežných žíl, prerážajúcich andezitové tufobrekcie. Tieto žily nápadne vyčnievajú z morfológie terénu. Bazaltoidný andezit v tejto oblasti preráža brekcie, ktoré nutne musia byť ešte zo staršieho vulkanizmu, v tomto prípade podložného vulkanizmu.

O existencii podložného vulkanického materiálu v oblasti prameňnej misy Klakovského potoka svedčí aj výskyt pyroklasticko-sedimentárnych hornín, v Klakovskej doline na najsevernejšom výbežku chrbta pri Hrubej Jedli na S od k. 300 m. Sú totožné s podložnými pyroklastikami, zistenými v oblasti odbce Podhradie.

### Sukcesia vulkanitov nadložného vulkanizmu severnej časti pohoria Vtáčnik

Sukcesie vulkanických hornín v pohorí Vtáčnik bola predmetom štúdia už od dávna; mnohé z prác, i keď boli priekopnícke, už zastarali (Beudant, Adrian). Prvé náznaky správneho pochopenia vulkanizmu prináša Vigh (1917), ktorý podáva vrstevný sled v handlovskej časti pohoria Vtáčnik takto: 1. podložie vulkanických hornín; 2. konglomerát; 3. andezitové tufy s vložkami žltých pieskovcov a ílovitých bridlíc; 4. eruptívne andezitové tufy (brekcie); 5. andezity. Táto schéma je úplne správna, čo sa týka pyroxenického — andezitového vulkanizmu.

Pre pochopenie stavby územia je podstatná práca Čechoviča a Šufa (1932), a najmä Čechoviča (1933). Čechovič a Šuf (1932) už podrobnejšie rozlišujú andezitické horniny: pyroxenické, amfibolické a olivinické a ako prví konštatovali prítomnosť ryolitov v pohorí Vtáčnik. Popisujú vzájomné striedanie ryolitových a andezitových (?) tufitov. Postupnosť vulkanických hornín stanovujú schémou: 1. andezitové tufity, zlepenca, ílovité bridlice v podloží uhoľných slojov; 2. andezitové brekcie a tufy; 3. ryolit. Čechovič neskôr (1933) ďalej diferencuje vulkanické horniny pohoria Vtáčnik a podáva podrobnejšiu suk-



cesnú schému. Vulkanické horniny začleňuje do piatich skupín, očíslovaných podľa postupnosti vzniku.

Kolektív neovulkanitov GÚDŠ (pod vedením M. Kuthana) robil v r. 1956 prehľadné geologické mapovanie pohoria Vtáčnik. Čo sa týka sukcesie efuzív, pridrižiava sa schémy Čechoviča (1933) a podáva i petrografickú charakteristiku jednotlivých typov vulkanických hornín. Kuthan predpokladá, že v prípade Vtáčnika ide o periférnu oblasť pôvodných veľkých vulkánov Slovenského stredohoria, pretože podľa recentných pozorovaní lávové prúdy sa koncentrujú v okrajových častiach — na úpätí sopiek. Okrem toho sa opiera najmä o skutočnosť, že laminácie lávových prúdov na hlavnom hrebeni pohoria Vtáčnik sú sklonené vždy na Z. Charakteristiku vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik podáva i Čechovič (1958), ktorý sa zaoberá najmä najsevernejšími výbežkami pohoria Vtáčnik.

### Sukcesia vulkanitov Vtáčnika

Počas mapovania (1956—1958) a štúdiom výsledkov vrtného prieskumu v tejto oblasti sme dospeli k sukcesii vulkanických hornín pohoria Vtáčnik, ktorá sa líši od doterajšej. Vulkanizmus v oblasti pohoria Vtáčnik možno rozdeliť na dve fázy — *podložnú* a *nadložnú* (podložná fáza pred uložením handlovských uhoľných slojov a nadložná po ich uložení). Z podložných vulkanitov sú tu zastúpené rozmanité typy hornín, v rozmedzí andezitického zloženia (Slávik 1959).

#### *Nadložené vulkanity*

**Ryolity.** Predtým sa predpokladalo, že ryolitová vulkanická činnosť je mladšia. Pre začlenenie extrúzie ryolitov na bázu nadložného vulkanizmu máme tieto dôvody: ryolitová poloha bola zistená vo vrte L-20 na južnom okraji Handlovskej kotliny dokonca v dvoch horizontoch: v nadloží a v podloží uhoľného sloja. Keďže je to hornina makroskopicky i mikroskopicky totožná, predpokladáme, že v prípade podložnej polohy ide o prevítaný prívodný kanál. Podporuje to aj fakt, že preplavené pyroklastiká pod podložnou ryolitovou polohou a lávový prúd andezitu v jej nadloží (ale ešte asi 20 m pod handlovským uhoľným slojom) podľahli intenzívnej premene. V andezite sú mafity zatlačené a zostali po nich iba zhluky rudného prášku, alebo boli serpentinizované. Základná hmota podliehala intenzívnej karbonatizácii; vo výbrusoch pozorovať rozsiahle plochy kryštalického kalcitu (metasomatické zatlačovanie); aj pukliny a trhliny v horninách sú vyhojené karbonatickými žilkami. Podobná je i situácia v podloží ryolitovej polohy v premenených redeponovaných tufitických konglomerátoch podložia handlovského ložiska. Zaujímavé je, že v ryolite nenachádzame ani stopy po premene; je teda v danom komplexe mladší ako jeho podložie i nadložie; čiže ide o žilnú formu ryolitového telesa. Z toho však ešte vyplýva, že hydrotermálne premeny



podložných vulkanitov prebehli pred začatím nadložného vulkanizmu pohoria Vtáčnik.

Keďže ryolit je mladší než produktívne súvrstvie handlovského ložiska, musíme ho začleniť na správne miesto v nadložnom vulkanizme pohoria Vtáčnik, pričom vychádzame z týchto skutočností:

a) V nadloží handlovského uhoľného sloja sú polohy ryolitových tufitov zistené vrtní v oblasti Nová Lehota (napr. L-15, L-17). Ich poloha je analogická ako poloha ryolitového prúdu v nadloží handlovského uhoľného sloja vo vrte L-20. I keď petrografické zloženie tufitov je trochu iné ako u ryolitu, jednako ich pozícia nasvedčuje, že v čase po uložení handlovského uhoľného ložiska prebiehala ryolitová vulkanická činnosť, odpovedajúca vekove polohe ryolitového prúdu vo vrte L-20.

b) Na ryolitové teleso v oblasti na Z od Nevej Lehoty, zreteľne nasadajú produkty mladšej vulkanickej činnosti — brekie bazaltoidného andezitu.

Z toho vyplýva, že ryolit reprezentuje *prvú epizódu* vulkanickej činnosti po usadení handlovských uhoľných slojov. V oblasti Nová Lehota išlo pravdepodobne o opakovanú efúziu v čase formovania komplexu nadložných ílov handlovského ložiska. Je to pochopiteľné, pretože oblasť handlovského ložiska v tom čase vykazovala dlhotrvajúcu subsidenciu, ktorá mohla spôsobiť otvorenie niektorých magmatických krbov. Subsidenciu naznačujú veľké mocnosti nadložných ílov, inde na handlovskom ložisku neznáme.

A m f i b o l i c k ý a n d e z i t. Za *druhú epizódu* vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik považujeme vulkanizmus, ktorý spôsobil efúziu amfibolických andezitov. Ich komplexy sa koncentrovali na východnej strane hlavného hrebeňa Vtáčnika, najmä v južnej časti Handlovskej kotliny a na JZ od obce Nová Lehota. Na západnej strane pohoria Vtáčnik sú známe v oblasti Cígel.

Ich začlenenie v sukcesii na druhé miesto sa opiera o tieto skutočnosti:

a) amfibolické andezity ležia vždy na formácii bielych štrkov nad handlovskými nadložnými ílmi, alebo priamo na nich. Len v najjužnejšej časti Handlovskej kotliny v podloží amfibolických andezitov konštatovali sa nepatrné polohy tufogénnych hornín pyroxenicko-andezitového zloženia,

b) v JZ časti kotliny priamo na komplexe amfibolických andezitov je poloha pyroklastík, patriacich bezpochyby k bazaltoidnému andezitu;

c) na vrchole kopy amfibolického andezitu v oblasti Cígľa, leží čapica pyroklastík pyroxenického andezitu typu lahar. Prcti domnienke, že ide o nadvihnutie pyroxenicko-andezitového materiálu pri neskoršej extrúzii amfibolického andezitu, svedčí skutočnosť, že také isté uložieniny sú aj mimo telesa amfibolických andezitov v takej istej výškovej pozícii; pri uloženiach typu laharov to potvrdzuje, že tu nešlo o vertikálne vyzdvihnutie materiálu počas extrúzie amfibolického andezitu, ale o jeho extrúziu ešte pred erupciami pyroxenického andezitu.

Bazaltoidné andezity sú známe len na východnej strane severnej časti pohoria Vtáčnik, a to v pásme medzi kótami Jarabia skala a Malý Grič na SZ od Handlovej. Ich začlenenie bolo dlho nejasné, no nakoniec sa podarilo zistiť dáta, ktoré umožnili začleniť ho na *tretie miesto* v sukcesii vulkanických hornín severnej až centrálnej časti pohoria Vtáčnik.



Sú to:

a) bazaltoidný andezit v oblasti Handlovskej kotliny leží priamo na nadložných sedimentárnych horninách a produkty pyroklastickej činnosti v nadloží komplexu amfibolických andezitov v oblasti V od kóty Biela skala;

b) vrtnými prácami sa zistilo, že lávový prúd bazaltoidného andezitu, ktorý sa vylial na Z od kóty Veľký Grič, leží priamo na formácii bielych štrkov a pyroklastiká pyroxenických andezitov prikrývajú bazaltoidný andezit. Analogická situácia je aj v Klakovskej kotline, kde priamo na bazaltoidný andezit sa nasypávali brekcie pyroxenického andezitu.

Tieto skutočnosti potvrdzujú, že efúzie bazaltoidného andezitu predbiehali erupciu mladých pyroxenických andezitov a že nasledujú po amfibolických andezitoch.

**Pyroxenický andezit.** Vulkanická činnosť pohoria Vtáčnik skončila sa vznikom mohutných komplexov pyroxenického andezitu a jeho pyroklastík, ktoré vytvárajú pokryvy na všetkých predchádzajúcich typoch hornín. Sukcesiu tohto vulkanizmu možno stručne charakterizovať takto: najprv prebiehali explózie tufov, potom nasledovali brekcie a nakoniec lávové prúdy.

Tufogénne uloženiny sa najlepšie zachovali v SZ časti pohoria v okolí obce Čigel a Sebedražie. Vytvárajú erodované útržky o mocnosti do 10 m, len výnimočne niekoľko 10 metrov. Brekcie v ich nadloží sú oveľa mocnejšie a plošne veľmi rozsiahle. Nad brekciami je mocný komplex lávových prúdov, prevrstvených ojedinelými, málo mocnými uloženinami pyroklastík. Počas kratšej prestávky v pyroxenicko-andezitovom vulkanizme prebiehali dve krátke epizódy vulkanickej činnosti.

**Monofyrický andezit.** Vulkanizmus spôsobil v oblasti na J od obce Podhradie vznik pyroklastického kužeľa monofyrického andezitu a výlev malého lávového prúdu.

**Granatický amfibolický dacit.** Produkty explózie granatického amfibolického dacitu sú plošne široko vyvinuté. Ide o pyroklastický pokryv na SZ svahoch pohoria o malej mocnosti.

Sukcesiu vulkanitov pohoria Vtáčnik možno teda zhrnúť do tabuľky, uverejnenej na str. 15.

Celú sukcesiu vulkanitov, ich vzájomný vzťah a čiastočne i priestorové a geologické pomery ilustrujú schematické geologické profily.

### Charakteristika nadložného vulkanizmu pohoria Vtáčnik

Pri terénnych prácach venovali sme pozornosť najmä vlastnostiam vulkanického masívu, poukazujúcim na formovanie architektoniky vulkanického reliéfu so zameraním pochopiť geologický vývoj pohoria Vtáčnik nielen stratigraficky, ale aj vulkanologicky. V tejto stati podávame rozbor vulkanických foriem a priebehu vulkanizmu jednotlivých hornín podľa sukcesie.



Epizóda vulkanizmu	Petrografické variety	Vzťah k sed. sériám handlov. ložiska
ryolitová	ryolitový tufit, ryolit (bezpečne sa nezistilo, či patrí k tej istej efúzii ryolitu)	v čase formovania a tesne po usadení nadložných ílov
amfibolicko-andezitová	amfibolicko-biotitický, amfibolicko-pyroxenický andezit a ich prechody	v čase ukladania formácie bielych štrkov a tesne po nej
bazaltoidno-andezitová	lapilový tuf bazaltoidného andezitu, jemnozrnná brekcia a brekcia, ich prechody a lávové prúdy	po usadení formácie bielych štrkov a po amfibol. andezite
pyroxenicko-andezitová	prevaha pyroklastík (tuфы, brekcie, vrstevnaté tuфы, lachary), ojedinelé lávové prúdy	po skončení bazaltoidného andezit. vulkanizmu
monofyricko-andezitová	prevaha brekcií, nepatrný lávový prúd	epizóda medzi pyroxenickými andezitmi
granaticko-amfibolicko-dacitická	len tufobrekcie	
pyroxén-andezitová	málo pyroklastík, prevaha lávových prúdov	koniec vulkanizmu

Ryolitový vulkanizmus. Na povrchu sa zistil v študovanom území len jeden výskyt ryolitových hornín: malé ryolitové teleso v údolí potoka, tečúceho spod Bielej skaly (k. 1133) po SZ úpätí Niederer Riegel, ca 500 m SV od kóty 813. Mimo študovaného územia sú to: Tisovo bralo (k. 804) JZ od Prochote a na úpätí Jazvinskej skaly (k. 765) pri Prestavlkoch na SZ od Chaymovského majera. Podľa spôsobu výskytu patrí sem azda aj poloha ryolitových tufov pri Chaymovskom majeri. Tisovo bralo vytvára rozsiahlu kupolu, ktorej prírodný kanál prerazil cez produkty podložného vulkanizmu v podobe pňa a na povrchu sa láva v dôsledku značnej viskozity rozliala do pecňovitého tvaru.

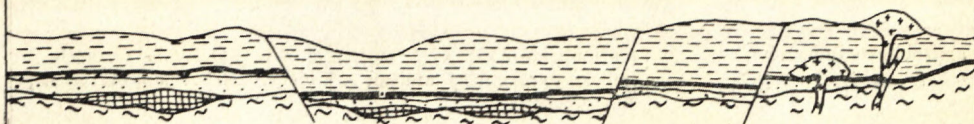
Pri výskute v potoku na S od Niederer Riegel ide asi o apikálnu časť menšej ryolitovej kupy, prikrytú mladými vulkanitmi, resp. o obnažený nekovitý prírodný kanál. Pňovité prírodné kanály sú totiž skoro vždy pri povrchu nadurené a smerom nadol sa lievikovite zbiehajú (Fiškin 1954). Lávové prúdy ryolitov sa nezistili. Na južnom okraji Handlovskej kotliny sa navrátil ryolit (vrt L-20; 12 m poloha) i ryolitové kryštalovitroklastické tuфы a tuфы (vrty L-15, L-17), ktoré výškove odpovedajú ryolitu z vrtu L-20 Z toho usudzujeme, že ryolitový vulkanizmus na začiatku (ešte v čase sedimentácie nadložných ílov) mal azda i slabú explozívnu epizódu, ktorej produktom boli polohy kryštalovitroklastických tufov (tufitov) v súvrství nadložných ílov handlovského ložiska. Podložná poloha zrejme reprezentuje prírodný kanál ryolitového telesa.

Súhrnne možno o priebehu ryolitového vulkanizmu povedať: tektonická zóna, na ktorú sa viaže ryolitový vulkanizmus, nie je známa a jeho tektonickú prísluš-

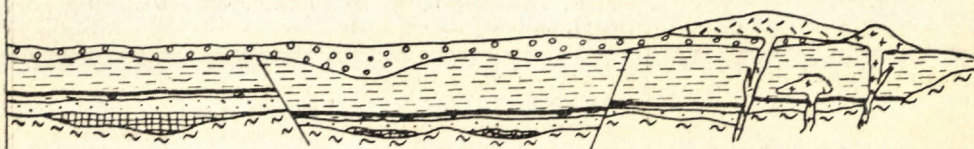


Koniec tortonu .

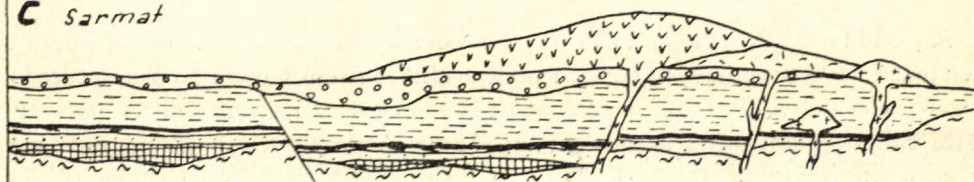
**A,**



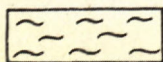
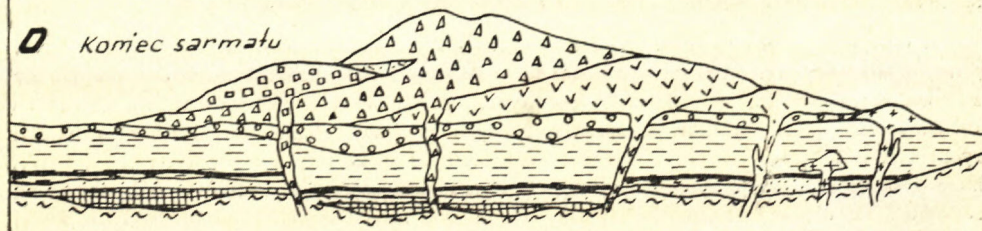
**B** Zaciatok sarmatu



**C** Sarmat



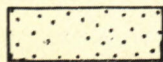
**D** Koniec sarmatu



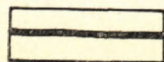
1



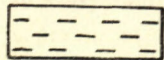
2



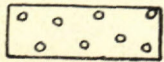
3



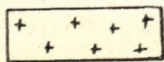
4



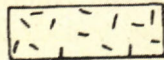
5



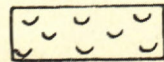
6



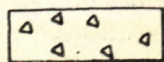
7



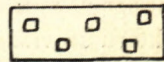
8



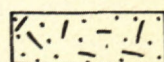
9



10



11



12



nosť bude možno riešiť iba v súvislosti so štúdiom celého ryolitového komplexu Žiarskej kotliny. Ryolitový vulkanizmus severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik je v podstate efúzívny so slabou explozívnu epizódou na začiatku. Nad nekoviťmi prírodnými kanálmi sú pecňovité kupoly bez rozsiahlejších lávových prúdov. Plošný rozsah ryolitu v skúmanej oblasti je malý (0,072 km<sup>2</sup>).

Amfibolicko-andezitový vulkanizmus sa zistil hlavne v JZ a J časti Handlovskej kotliny v oblasti obce Nová Lehota; malé telesá sú v najzápadnejšej časti doliny Klak, iba niekoľko sto metrov od hlavného hrebeňa Vtáčnika. Ďalšie teleso vystupuje i na západnej strane pohoria v doline potoka tečúceho cez obec Cígel z oblasti Biela skala a drobný výskyt pri obci Sebedražie. Rozsiahly výskyt amfibolického andezitu v centrálnej časti Vtáčnika mimo študovanú oblasť je na JZ od obce Prochoť.

Tektonická príslušnosť efúzií amfibolického andezitu nie je celkom jasná; ide asi o pomerne širokú tektonickú zónu SV—JZ smeru, cez ktorú prerazili dajky a neky amfibolických andezitov a vytvorili na povrchu pomerne širokú plošinu, pokrytú lávovými prúdmi. O morfológii prírodných kanálov zatiaľ nemáme priame dôkazy; len na základe recentných povrchových foriem a niektorých vrtných dát môžeme predpokladať ich morfológický charakter.

Pole amfibolických andezitov v oblasti Novej Lehoty (JZ a J okraj Handlovskej kotliny) charakterizujú menšie telesá, ktoré prečnievajú nad úroveň terénu maximálne niekoľko desiatok metrov. Keďže sú aj nad oblasťou vyťažených banských polí, nedá sa predpokladať, že homólky sú zachovanými oblasťami prírodných kanálov. Zrejme sú to erózne trosky staršieho, pomerne rozsiahleho lávového poľa, ktoré malo prírodné kanály, pravdepodobne dajkovitého charakteru v oblasti dnešného východného úpätia kóty Biela skala, kde sú podnes najmocnejšie a najrozsiahlejšie polohy amfibolického andezitu v severnom Vtáčniku.

Iný je morfológický charakter kupoly na SZ okraji Novej Lehoty. Vrt na okraji kupoly zachytil polohu amfibolického andezitu ešte hlboko pod úrovňou terénu, ktorý v okolí tvoria staršie sedimentárne horniny. To svedčí o tom, že v podloží kupoly je asi kanál nekovitého charakteru, ktorý je pod povrchom dosť naduredný.

Izolované teleso amfibolického andezitu v doline potoka Cígľanka asi 1000 m na JV od obce, bezpochyby reprezentuje kupolu, vytlačenú priamo nad prírodným kanálom. Nasvedčuje tomu i kontakt na zosunovej ploche na JJZ okraji amfibolicko-andezitového telesa.

Plošný rozsah amfibolických andezitov v oblasti severného Vtáčnika je 0,906 km<sup>2</sup>; pôvodná plocha pokrytá amfibolickým andezitom v tejto oblasti bola zrejme oveľa väčšia.

Amfibolické andezity v západnej časti Klakskej doliny sú rozsahom i mocnosťou dosť malé. Efúzie sa viažu na výlevy pozdĺž dajok SSV—JJZ smeru. Ich rozsah je asi 0,15 km<sup>2</sup>.

◁

Séria profilov, znázorňujúca vývoj vulkanizmu v oblasti pohoria Vtáčnik. 1 — paleogén a spodný miocén; 2 — pyroklastiká podložného vulkanizmu, uložené in situ; 3 — preplavené produkty podložného vulkanizmu; 4 — slojové pásmo handlovského ložiska; 5 — íly v nadloží handlovského ložiska; 6 — formácia bielych štrkov; 7 — ryolity; 8 — amfibolické andezity; 9 — bazaltoidné andezity; 10 — pyroxenické andezity; 11 — monofyrické andezity; 12 — granatický, amfibolický dacit.



Vulkanizmus bazaltoidných andezitov bol viazaný na výraznú tektonickú zónu pozdĺž poruchového pásma na východnej časti hlavného hrebeňa Vtáčnika zreteľne SSV—JJZ smeru. Hlavné pásmo bazaltoidných andezitov je medzi kótou Malý Grič Z od Handlovskej a západným okrajom Klakovskej doliny asi 1 km SV od Jarabej skaly (k. 1187). Z tejto zóny sa vymyká kóta Pfaffenberg (Kňazov kopec; k. 696) asi 1 km na V od Malého Griča. Morfológia týchto vulkanických telies je pestrá a zaujímavá.

Najvýraznejšie formy predstavujú nápadné kupoly Veľký Grič, Malý Grič a Pfaffenberg. V prípade Malého Griča a Pfaffenbergu ide o *pseudokupoly* bazaltoidného andezitu nad prívodnými kanálmi — nekovitého tvaru.

Svedčia o tom tieto skutočnosti: usudzujúc z laminácie bazaltoidných andezitov a z ich chemického zloženia, fluidita magmy, z ktorej vznikli, musela byť značne vysoká; svedčí o tom aj lávový prúd (pokryv) bazaltoidného andezitu na Z od kóty Veľký Grič. Málo viskózna magma zrejme nemohla spôsobiť vznik nápadných kupol na pomerne vyrovnanom reliéfe, ktorý existoval v čase efúzií bazaltoidného andezitu na tomto území. Recentnú kupolovitú morfológiu bazaltoidného andezitu možno vysvetliť jedine deštrukciou a odplavením prúdových, resp. pokryvových častí efúzneho komplexu a zachovaním oblastí prívodného kanála. Svedčia o tom aj mechanické vlastnosti bazaltoidného andezitu a pod ním ležiacich plastických nadložných ílov handlovskeho ložiska. Rozsiahle lávové pokryvy okolo recentných pseudokupol v dôsledku pomerne vysokej objemovej váhy pôsobili na plastické podložie silným hydrostatickým tlakom a vytlačili ich. Keďže prúdy (resp. pokryvy) bazaltoidného andezitu sa tomuto plastickému tečeniu ílov nemohli prispôbiť pre svoju tuhosť, lámali sa a podľahli erózií.

Najodolnejším morfológickým elementom zostala zrejme oblasť prívodného kanála, ktorý po stuhnutí magmatického obsahu pôsobil ako výstuž, najmä keď jeho priemer je značný (napr. prefaraná hrúbka prívodného kanála Malý a Veľký Grič je vyše 200 m). Dôkazom takéhoto vývoja je práve kóta Veľký Grič, ktorá má výrazne asymetrickú stavbu. Smerom do Handlovskej kotliny končí takmer zvislou stenou, kým smerom do Nováckej kotliny prechádza do rozsiahleho lávového pokryvu, zasahujúceho do okolia obce Cigeľ. Kauzalitu tohto vývoja vysvetľujú paleogeograficko-gemorfologické rozbery vulkanizmu pohoria Vtáčnik (S l á v i k 1959).

Ďalším morfológickým elementom, charakteristickým pre bazaltoidný vulkanizmus, je prítomnosť *plytkointruzívneho pňa*, ktorý nedosiahol povrchu a stuhol v podobe pňovitej intrúzie v handlovských nadložných íloch. Jeho priemer je vyše 100 metrov.

Žilné telesá dajkového typu vychádzajú na povrch v západnej časti Klakovskej kotliny JJZ od obce Nová Lehota. Ide o komplex paralelných dajok, zachovávajúcich SSV—JJZ smer, pričom ich dĺžka na povrchu je asi 1200 m. Na S a J konci dajok sa vyvinuli aj superkrystalné formy bazaltoidného vulkanizmu, tvoriace aj lávové a pyroklastické variety.

*Pyroklastické variety* reprezentujú litovitroklastické tufy, až drobné brekie (max. 5 cm, najčastejšie pod 3 cm). Vyskytujú sa v podloží lávovej pseudokupoly Malého Griča a bazaltoidného andezitu medzi Bielou skalou a Mittlerer Riegel. V podobe litoklastov sa v tejto fácií vyskytujú i čierne porézne struskovité úlomky, vyvrhované asi v plastickom stave. Maximálna mocnosť pyroklastík je JV od Bielej skaly asi 30 m, v oblasti Malého Griča iba ca 10 m. Farba pyroklastík je prevažne tmavosivá, miestami s tehlovohnedým odtieňom.

Zloženie a štruktúra pyroklastík bazaltoidného andezitu nasvedčujú na uloženiny typu *žeravých mrakov*\* (nuée ardente; fiery clouds, peljaščaja tuča) v zmysle E. A. Perreta (in Chesterman 1956).

\* Navrhujem slovenský termín ekvivalentný cudzojazyčným pojmom, ktorý je geologicky správny a vystihuje aj obsahovú náplň.



Nad pyroklastikami je vlastný komplex bazaltoidných andezitov, vytvárajúcich *lávové prúdy a pokrivy*, najväčší na kóte Veľký Grič a od kóty na Z. Jeho recentná dĺžka je asi 4 km a tvar približne elipsovité. Menšie lávové telesá sa však morfológicky dajú ťažko klasifikovať, lebo na povrch vystupujú len v podobe úzkej obruby prikrytej nadložnými produktmi pyroxén-andezitového vulkanizmu. Maximálna mocnosť lávového komplexu bazaltoidného andezitu je cez 350 m.

Tento vulkanizmus je viazaný na markantnú tektonickú zónu (smer SSV—JJZ), prebiehajúcu po východnom svahu hlavného hrebeňa severnej časti pohoria Vtáčnik. V pevných sériách viažu sa na túto poruchovú zónu žilné dajkové telesá, tvoriace na povrchu lávové prúdy (oblasť Klakovskej doliny). Severnejšie, kde pevný komplex podložných pyroklastík sa ponára pod plastické sedimenty neogénu, dajkové formy zanikajú a cez plastické sedimenty prenikajú bazaltoidné andezity vo forme nekov, ktoré sa na povrchu rozlievajú do rôznych prúdov, resp. pokrývov a na kóte Malý Grič a Pfafferberg vytvárajú pseudokupy nad prírodnými kanálmi.

Začiatok vulkanizmu bazaltoidného andezitu charakterizuje slabá explozívna fáza, ktorú vystriedali mohutné efúzie; dnes je však asi prevažná časť povrchových telies denudovaná. Celková plocha na povrch vystupujúcich bazalto-andezitov je 4,46 km<sup>2</sup>.

Vulkanizmus pyroxenických andezitov reprezentuje hlavná masa pohoria Vtáčnik od centrálnej časti až po severné zakončenie vulkanického komplexu medzi Brezami a Malou Čausou. O presnejšom situovaní andezitových telies bude reč pri ich morfológickom popise.

Aj formy pyroxenického andezitu môžeme rozdeliť na *subvulkanické* a *extruzívne štruktúry*. Intruzívne štruktúry sa doteraz nezistili. Subvulkanické štruktúry zastupuje iba systém dajok, smerujúcich zhruba na SSV. Ich mocnosť býva okolo 10 m. Najklasickejším príkladom je vertikálna dajka na ľavom svahu brehu Podhradského potoka na Z od kóty 664 (asi 20 m), prerážajúca staršie andezitové komplexy. Jej subvulkanický charakter je názorný, lebo prechádza do lávového prúdu. Zaujímavé je, že na okrajoch dajky sa nevyvinuli rozsiahlejšie komínové brekie. Aj ďalšie dajky sa jej podobajú; ich smerná dĺžka je maximálne 1000 m. Subvulkanické formy v pohorí Vtáčnik nám umožňujú posúdiť tektonickú zónu, na ktorú sa viaže pyroxenicko-andezitový vulkanizmus; v tejto otázke sú v staršej literatúre značné rozpory.

Superkrustálne variety produktov pyroxenicko-andezitového vulkanizmu sú rozmanité. Ide o produkty efúznej a explozívnej aktivity. Iniciálne prejavy pyroxenicko-andezitového vulkanizmu prebiehali už pred vulkanizmom amfibolických andezitov. K tomuto uzáveru nás vedú menšie polohy pyroxén-andezitových pyroklastík, navítané v oblasti Nová Lehota pod amfibolickými andezitmi. Išlo však iba o slabé explózie, ktoré podstatne neovplyvnili reliéf. Prvým výraznejším prejavom pyroxenicko-andezitového vulkanizmu bol vznik plošne pomerne rozsiahlych uloženín tufov, skoro po celej ploche handlovskej a pravde-



podobne i nováckej časti Hornonitrianskej kotliny. Tu však produkty tejto činnosti odstránila erózia; usudzujeme tak zo skutočnosti, že tufy ležia na báze strmých andezitových útesov na západnom okraji Handlovskej panvy. Vulkanické centrá, ktoré vyprodukovali túto polohu a ďalšie produkty, boli približne v centrálnej časti dnešného pohoria Vtáčnik (k tejto otázke sa ešte vrátíme). Rozsah tufových polôh iste značne prevyšoval 100 km<sup>2</sup> a ich mocnosť dosahovala niekoľko desiatok metrov. Postupom času explozívita erupcií značne stúpila a tufogénne erupcie vystriedali explózie, ktoré spôsobili vznik andezitových tufobrekcií. Keďže sa v nich nepodarilo zistiť štruktúry „chlebových kôrok“, len litoklasty andezitov, zdá sa, že explózie typu žeravých mrakov sa podstatne nepodieľajú na stavbe týchto uloženín, ktorých hrúbku nemožno spoľahlivo stanoviť (miestami je aj vyše 100 m).

Vo vnútri tejto pyroklastickej formácie sú uloženiny typu *chladných laharov*, resp. vulkanických zosunov (na chrbtoch Z od obce Cígeľ a Sebedražie). Brekcie sú konglomeratického vzhľadu, zložené z nedokonale oválaných nevytriedených valúnov pyroxenického andezitu, uložených v psefiticko-tufogénnom tmele.

Ich vznik možno si predstaviť takto: architektúra vulkánov v obdobiach tesne po erupciách (najmä u explozívnych typov) je nestabilná. Uhol nasypiania môže byť pomerne veľký. Počas lejákov a zemetrasení, doprevádzajúcich vulkanizmus, môže sa stabilita nasypianého kužela porušiť a časť masy vulkanických popolovín môže sklzať do oblastí, kde dosiahne mechanickú stabilitu. Pritom mohlo dôjsť k opracovaniu fragmentov, čoho výsledkom je vznik nevytriedených, značne zaoblených fragmentov. Rozsah komplexu konglomeratického vzhľadu je niekoľko km dlhý a niekoľko 100 m široký.

Explozívnu vulkanickú činnosť vystriedala fáza výlevov, *mohutných lávových prúdov* S od obce Podhradie (Krivá skala), a prevítaných vrtom PO-1, JV od kóty Jančekova skala (mocnosť 120 m).

Po tejto efúzii nasledovalo zrejme krátke obdobie ukludnenia. Produktom ďalšej etapy boli *tufy a brekcie*, vytvárajúce značnú časť pyroklastík severnej časti pohoria Vtáčnik. Zaujímavé je, že v tomto období prebiehali i explózie, ktoré spôsobili vznik uloženín monofyrického andezitu (v zmysle Levinsona—Lessinga) a erupcie brekcií pyroxenicko-amfibolických granatických dacitov (dacity boli zistené len optickým štúdiom výrastlíc a štruktúry základnej hmoty, ide teda o *fenodacity* v zmysle Niggliho).

Charakteristiku monofyrického andezitu a granatického amfibolického dacitu možno sumarizovať takto:

*Monofyrický andezit* (trachytoidný andezit Čechoviča) vytvára nepatrný lávový jazyk na povrchu JZ od obce Podhradie, na ktorom sú brekciovitité pyroklastiká toho istého petrografického typu. Dnes budujú produkty tejto vulkanickej činnosti západný svah kóty Úboč (600) v oblasti Podhradie a v dĺžke asi 1,5 km na Z úpätí kóty na J od Podhradia. Posledný výskyt je z geologickej stránky dôležitý, pretože práve na základe jeho pozície voči ostatným produktom vulkanizmu možno študovať sukcesívne vzťahy monofyrického andezitu k ostatným produktom vulkanickej činnosti. Prívodný kanál, resp. sopúch, z ktorého boli monofyrické ande-



zity vyvrhnuté, nutne musí byť niekde v blízkosti týchto výskytov, pretože jeho plošný rozsah je obmedzený na túto oblasť Vtáčnika. To ovplyvňuje aj úvahy o lokalizácii vulkanických centier v pohorí Vtáčnik. Plošný rozsah produktov monofyrického typu je na povrchu 0,276 km<sup>2</sup> a vlastný andezit z toho vytvára sotva desatinu. Na nich ležia produkty explozívnej činnosti, ktorá spôsobila vznik hornín, ktoré klasifikujeme ako *pyroxenicko-amfibolické granatické dacity*. Na kóte J od Podhradia ležia tieto brekcie priamo na brekciách monofyrického andezitu; ich plošný rozsah však je väčší než rozsah monofyrického andezitu. Nájdeme ich v podobe menších útržkov na rozsiahlej ploche od kóty 450 (na V od Sebedražia) až po kótu 714 na J od Podhradia. Mocnosť týchto brekcií je asi 10 m a dĺžka územia skoro 10 km.

Pôvodne išlo o jeden viac-menej súvislý pyroklastický pokryv, dnes eróziou silne roztrhaný. O centrách, z ktorých bol vyvrhnutý, nemáme doposiaľ informácie. Celková plocha útržkov na povrchu je 0,216 km<sup>2</sup>. Po skončení tejto silne explozívnej epizódy nasledovala slabšia explózia, ktorá vyprodukovala *brekcie pyroxenického andezitu*. Poukazuje na to situácia v oblasti obce Podhradie, na V od kóty Krivá skala, kde na pyroklastikách amfibol-pyroxenického granatického dacitu je poloha brekcií pyroxenického andezitu. Potom nasledovali obrovské efúzie pyroxenických andezitov, ktorých sa len zriedka dotkli slabšie fázy explozivít, pretože explozívne variety sa uprostred tohto komplexu vyskytujú len sporadicky. Celková mocnosť komplexu andezitových lávových prúdov dosahuje niekoľko sto metrov; budujú všetky väčšie hrebene pohoria Vtáčnik. Najzápadnejšie sa komplexy lávových prúdov vyvinuli v oblasti medzi Bielou skalou a kótou Vtáčnik i na západných svahoch hlavného hrebeňa.

#### Petrografické zhodnotenie hornín druhej fázy vulkanizmu Vtáčnika

Petrografiю nadložných vulkanitov pohoria Vtáčnik popíšeme podľa sukcesie jednotlivých typov vulkanických hornín.

Ryolity sa vyskytujú na dvoch miestach. Prvý menší výskyt s neurčitou morfofenetickou príslušnosťou je v doline potoka asi 1500 m na Z od obce Nová Lehota. Okrem toho navštívil ho vrt L-20 v nadloží handlovského uhoľného sloja (pyroklastiká sa zistili vo vrtoch L-15 a L-17). Druhý výskyt je mimo skúmaného územia, v oblasti na J od obce Prochot; tvorí rozsiahlu kupolu, ležiacu bezprostredne na produktoch staršieho vulkanizmu (podložného vulkanizmu). Ďalšie ryolity v údolí potoka Lutila už nepatria orograficky k pohorí Vtáčnik.

*Makroskopická charakteristika.* Ryolit je sivá až sivobiela, viac alebo menej pórovitá hornina s makroskopicky viditeľnými výrastlicami kremeňa, živca a biotitu.

*Mikroskopický popis:* štruktúra hornín je porfyrická s mikrogranulárnou, mikrofelziticou, až sklovitcu štruktúrou základnej hmoty. V niektorých výbrusoch pozorovať prechod ku štruktúrami kryptokryštalickým, pri ktorých možno jasne konštatovať dvojlomnosť niektorých úsekov základnej hmoty, lenže jednotlivé minerálne zrná nedajú sa rozoznať.

*Kremeň* makroskopicky slabo ružovkastý jasne bipyramidálny (okolo 1 mm); v mikroskope sa prejavuje vo forme idiomorfnych, viac alebo menej magmaticky otavených zrn (až do xenomorfnych tvarov). Častá je záživovitá magmatická korózia. Premeny sa nepozorovali.



*Sanidín* reprezentujú široké tabule so slabou štiepnosťou, často zdvojitane. Na niektorých zrnách možno pozorovať veľmi slabú zonárnosť. Veľkosť zŕn dosahuje v priemere 3 mm. Charakteristický pre sanidín je veľmi malý uhol optických osí, takže v niektorých prípadoch možno ho od kremeňa odlíšiť len podľa optického charakteru. Premeny sanidínu sa nepozorovali.

*Plagioklas* je v hornine skoro v tom istom množstve ako sanidín. Je albiticky lamelovaný, zonárny, tabulkovitý alebo i lištovitý. Jeho priemerná veľkosť je 2 mm. Na základe zhášania v symetrickej zóne dá sa usudzovať, že ide o zloženie  $Ab_{80}-Ab_{74}$ .

*Biotit* vytvára známe pseudo-hexagonálne prizmy a tabuľky sporadicky rozosiate v hornine; výrastlic je asi toľko ako kremeňa. Na biotite nebadá ani stopy po magmatickej korózii. Má veľmi výrazný pleochroizmus:  $\alpha$  = svetložltá,  $\gamma$  = hnedočierne.

*Vzájomné vzťahy*: kremeň obyčajne je bez určiteľných uzavrení; sanidín uzatvára plagioklas, plagioklas uzatvára biotit.

Zloženie základnej hmoty sa neľá určiť polarizačným mikroskopom. V mikrogranulárnej hmote veľmi ťažko rozoznať jednotlivé zrnká. V dutinkách a póroch možno však pozorovať tridymit.

Ryolity z priľahlých oblastí Vtáčnika z Kosorína a Jánovej Lehoty konvergujú k andezitickým štruktúram a obsahujú plagioklas ako najhojnejšiu výrastlicu. Ryolit z Lutilského potoka je nápadný výrazne sférolitickou štruktúrou, rovnako ako ryolit od Kopernického mlyna. Ryolitový tuf z Lutilského potoka pri Trubinskom mlyne je charakteristický vysokým obsahom fluidálnych fragmentov pemzy.

Ryolitové pyroklastiká sa zistili zatiaľ len na jednom mieste na báze nadložných vulkanitov Vtáčnika západne od obce Prestavky neďaleko Chajmovského majera.

*Makroskopicky* sú to sivé, nedokonale spevnené tufy s drobnými zrnkami biotitu a drobnými ligotavými svetlými súčiastkami.

Štruktúra horniny je kryštalovitoklastická. *Kryštaloklasty*: kremeň je čirý, úlomkovitý, nepravidelne štiepny, uzatvára plagioklas (!). *Plagioklas* je čerstvý, jemne lamelovaný oligoklas až andezín. *Sanidín* je zrastlica s nevýraznou štiepnosťou so zreteľným malým uhlom optických osí a *chm-*. *Biotit* je šupinkovitý, sprehybaný výrazne pleochroicky (zlatožltá, čiernečredá); *pyroxén* slabo pleochroický hyperstén (svetložltá, svetlozeleno-modrá) na bazálnych plochách „kohútie hrebienky“.

Základnú hmotu tvorí čira nekaolinizovaná pemza. Veľkosť max. kryštaloklastov svetlých súčiastok sa pohybuje okolo 0,5 mm, biotitu 0,25 mm a pyroxénu okolo 0,1 mm; veľkosť úlomkov pemzy cez 1 mm.

Okrem uvedeného povrchového výskytu zistili sa vo vrtoch v oblasti Novej Lehoty ryolitové pyroklastiká tufitického charakteru vo vrtoch L-15 a L-17.

*Ryolitové tufity* sú sivé, až tmavosivé vrstevnaté materiály s obsahom sedimentárnych prímies. Ide o horniny s psefitickou veľkosťou zrna a s hojnými drobnými biotitmi. Niektoré polohy obsahujú i drobné úlomky preuhoľnatej flóry. Vytriedením (pravdepodob. eolickým) zrnitosť horniny je veľmi rovnomerná (veľkosť zŕn asi 0,5 mm), biotitové šupinky až 1 mm v priemere.

*Mikroskopická charakteristika*. Štruktúra horniny je typicky kryštalovitoklastická s nepatrnou sedimentárnou prímiesou a s usmernením jednotlivých frakcií.

*Mineralogické zloženie*. V hornine sú hojné kryštaloklasty  $\beta$ -kremeňa. Ich obmedzenie je vždy fragmentárne a iba zriedka možno pozorovať zachované kryštalické plochy. Veľkosť úlomkov 0,2–0,5 mm. Nápadná je veľká prevaha *plagioklasov*, ktoré podľa uhlu zhášania v symetrickej zóne mali by patriť kyslému andezínu, no môžu byť aj bázičkejšie (ca  $Ab_{66}$ ). U *plagioklasov* možno pozorovať zdvojčatenie, lamelovanie a občas i zonárnosť. *Sanidín* sa nepodarilo spoľahlivo dokázať.

*Biotit* vytvára pseudo-hexagonálne stĺpiky s výrazným pleochroizmom:  $\alpha$  = svetložltá,  $\gamma$  = hnedočierne. Neprítomnosť väčšieho množstva šupinkovitých foriem svedčí o sedimentácii tufo-



génneho materiálu do vodného prostredia; podopiera to aj skutočnosť, že redeponovaný biotit býva vždy šupinkovitý v dôsledku ľahkej štiepateľnosti podľa plochy 0001, takže ho možno považovať za spoľahlivý indikátor redepozície vulkanického materiálu. Veľkosťou obyčajne však neprevyšuje ostatné kryštaloklasty. Len výnimočne môže dosahovať veľkosť 1 mm.

**Základnú hmotu** tvoria drobné úlomky bieleho pemzovitého vulkanického skla, ktoré obsahuje submikroskopické agregáty dvojlomných minerálov, takže vykazuje slabé zhášanie. Po hraniciach zŕn možno pozorovať jemnú limonitickú šmuhu.

**Diskusia.** Neprítomnosť sanidínov v ryolitových pyrokrastikách z vrto v, mohla vyvolať pochybnosti o ich ryolitovom pôvode tým skôr, že i plagioklasy sú tu o niečo bázickejšie než v samotných ryolitoch. Avšak prítomnosť biotitu ako jediného mafického komponenta a charakter sklovitej tmeliacej základnej hmoty postačujú na to, aby sme priradili tieto tučity ku niektorej ryolitovej extrúzii. Otázkou je, či sú pyrokrastickým ekvivalentom ryolitovej extrúzie z oblasti Nová Lhota. Keďže však ryolitové tučity sú v tom istom stratigrafickom postavení ako ryolity z vrto L-20, môžeme napriek určitým rozdielom považovať ryolitové tučity z vrto L-15, L-17 za časový ekvivalent ryolitovej extrúzie vrto L-20.

**Amfibolické andezity** na východnom svahu pohoria Vtáčnik, v oblasti Handlovej tvoria predhorie vulkanického masívu v podobe viac-menej izolovaných homôl na úpätí vlastného hrebeňa pohoria. Niektoré homôlky sú pravdepodobne eróznymi relikťami súvislých lávových prúdov. Na západných svahoch hlavného hrebeňa je len jediný výskyt v údolí Cigeľského potoka. Amfibolické andezity vyskytujúce sa v oblasti Klákskej doliny sú do určitej miery odlišné už makroskopicke.

Amfibolický andezit v údolí Cigeľského potoka tvorí morfológicky výraznú kupu, ktorú pre-rezal potok na dve časti. Na vrchole andezitu nachádzame čapicu hornín pyroxenického andezitu, ktorá bola najmarkantnejším dôkazom o sukcesionálnej pozícii amfibolického andezitu.

**Makroskopický vzhľad:** je to sivobiela hornina so zreteľnými výrastlicami tmavých minerálov, najmä amfibolov, dlhých až 2 cm. Na niektorých vzorkách sú náznaky subparalelného usporiadania jednotlivých komponentov.

**Mikroskopická charakteristika:** štruktúra horniny je porfyrická s hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty.

**Výrastlice:** plagioklas je až 1,5 mm, väčšinou iba do 1 mm veľký. Habitus kryštálov býva listovitý, no ani široké tabuľky nie sú zriedkavé. Bežná je laminácia výrastlíc podľa albitového zákona. Podľa uhlu zhášania v symetrickej zóne väčšina výrastlíc patrí do poľa labradóru ( $Ab_{14}An_{56}$ ). Premeny sa nepozorovali.

**Kremeň:** v makrovzorke sa zistilo jedno zrnko kremeňa (asi 1 mm) s typickým bipyramidovým tvarom.

**Amfibolové výrastlice** sú väčšie než všetky ostatné; ich habitus býva dlho prizmatický, no tvary drobných výrastlíc konvergujú k izometrickejším formám. Plošná farba amfibolu býva žltozelená. Pleochroizmus je veľmi výrazný:  $\alpha$  = svetlohnedožltá,  $\gamma$  = tmavohnedožltá.

Amfibol uzatvára akcesorický apatit s typickým hexagonálnym prierezom a s nízkym dvojlomom, je typicky jednoosový s  $chm+$ . Pomerne hojný je zdvojitie amfibolu (podľa prizmy). Pozorovalo sa aj narastanie amfibolu na pyroxéne.

**Pyroxén** v tomto andezite zastupuje jedine hyperstén vo výrastliciach (max. 2 mm, väčšinou 1 mm). Charakteristický je pleochroizmus v jemných farebných odtieňoch:  $\alpha$  = svetloružová,  $\gamma$  = svetlomodrozelená. V niektorých výbrusoch vyskytla sa serpentinizácia, najmä pozdĺž štiepných trhlín a na polárnych plochách. Niektoré hyperstény postihla magmatická korózia. Pyroxény bývajú často lemované amfibolom a niekedy aj uprostred pyroxénu nachádzame jadro z amfibolu. Je to pravdepodobne výsledok uralitizačnej premeny. U niektorých výrastlíc hypersténu nájdeme v okrajových častiach zrnká rudného prášku.



*Akcesórie:* okrem apatitu nájdeme v hornine i akcesorický biotit vo forme až 1 mm veľkých tabuľkovitých kryštálov; hnedý granát tvorí drobné zrnká (pod 0,3 mm), je výrazne izotropný a od okrajov je značne opacitizovaný.

*Základnú hmotu* tvorí sivé zakalené andezitové sklo s drobnými, prevažne izometrickými mikrolitmi plagioklasu.

Amfibolické andezity z oblasti medzi Handlovou a Novou Lehotou tvoria útržky prúdov, pravdepodobne s niekoľkými prírodnými kanálmi. Dnešná izolovanosť jednotlivých homôl je pravdepodobne výsledkom erózie. Jediný súvislejší pás je v podloží komplexu Bielej skaly.

*Makroskopický vzhľad:* andezity z oblasti Handlová—Nováky—Lehota sú svetlosivé, až fialové, viac alebo menej pórovité, obsahujúce makroskopicky rozoznateľné výrastlice biotitu a amfibolu. V niektorých fáciách možno zreteľne pozorovať pribúdanie pyroxénu a ubúdanie amfibolov.

*Mikroskopická charakteristika:* štruktúra horniny je porfyrická s rôznymi štruktúrami základnej hmoty, najčastejšia je kryptokryštalická až mikrozrnitá, často s odklonmi k hyalopilitickej.

*Výrastlice.* Plagioklas vytvára fenokrysty veľkosti ca 2 mm. Habitus kryštálov býva prizmatický, lištovitý, až tabuľkovitý. Výrastlice bývajú široko lamelované podľa albitového zákona. Podľa zhášania v symetrickej zóne môžeme prísúdiť plagioklasu zloženie okolo  $An_{50}$ . Oproti značnej premene mafitov vykazujú fenokrysty plagioklasu nápadnú čerstvosť.

Amfibol tvorí idiomorfne, až hypidiomorfne výrastlice s charakteristickým dlhoprizmatickým habitom a s dokonalou štiepnosťou u hypidiomorfných výrastlíc. Bazálne sú plochy nedokonale vyvinuté. Plošná farba býva svetlozelená, svetlohnedá i šedo-zelenohnedá. Aj pleochroizmus býva rôzny; tak napr. andezit amfibolického komplexu v podloží Bielej skaly má pleochroizmus:  $\alpha$  = žltohnedá,  $\beta$  = hnedočervená,  $\gamma$  = čiernohnedá, pozorovaný najčastejšie len na reliktných štruktúrach, keďže výrastlice podstúpili silnú premenu.

Andezit z kóty 690 (oblasť Nová Lehota):  $\alpha$  = svetložltohnedá,  $\beta$  = zelenohnedá,  $\gamma$  = tmavo-zelená; zo severného okraja obce Nová Lehota (k. 642):  $\alpha$  = svetlozelená,  $\beta$  = svetlohnedá,  $\gamma$  = hnedočervená. Možno pozorovať narastanie amfibolu na pyroxéne. Nie sú príliš zriedkavé ani uzavreniny plagioklasu a zistila sa i uzavrenina apatitu. Ide o obyčajný hnedý a zelený amfibol.

Biotit nebýva roznomerne rozdelený; tak napr. v komplexe pod Bielou skalou je jasne horninotvorným minerálom, kým v oblastiach kót 690 a 642 tvorí iba akcesóriu. Vytvára pseudo-hexagonálne stĺpiky (1 mm), dokonale štiepne. Makroskopicky je čiernej až hnedočiernej farby, vo výbruse je zelenkastohnedý s výrazným pleochroizmom: zelenohnedá-čierna. Konštatovala sa i slabšia korózia biotitu, ktorá spôsobila nahromadenie rudných zrníek po obvode skoro všetkých výrastlíc biotitu. V biotite často bývajú uzavreniny živcov.

Pyroxén je v amfibolických horninách oblasti Handlová—Nová Lehota, ako sa zdá, v nepriamom vzťahu s biotitom; t. j. úbytok biotitu možno pozorovať v horninách s hojnejším pyroxénom. Najviac pyroxénu je v oblasti kóty 642 a 690, najmenej pod Bielou skalou. Pyroxény sú iba krátko prizmatické hyperstény s jemným pleochroizmom:  $\alpha$  = svetložltá,  $\gamma$  = svetlozelenomodrá. Obmedzenie výrastlíc je hypidiomorfne. Vyvinuté sú plochy z prizmatickej zóny. Veľkosť výrastlíc pyroxénu sa pohybuje okolo 1 mm. V niektorých výbrusoch pozorovať glomerofrické nahromadeniny, s alotriomorfným obmedzením hypersténových zŕn, ako aj drobné šupinky červeno-hnedého amfibolu. Štiepnosť pyroxénu je pomerne nedokonalá. Pyroxény často bývajú veľmi intenzívne premenené (v jednom prípade serpentinizácia, inokedy amfibolizácia — uralitizácia).

Bazaltoidné andezity vystupujú v pásme na V od hlavného hrebeňa Vtáčnika od Klákskej doliny až po Malý Grič, Z. od Handlovej. Žilné variety sa viažu na západný okraj Klákskej kotliny, kým extruzívne a explozívne variety vytvárajú morfológicky nápadné telesá na povrchu Handlovskej kotliny. Superkrystalné formy bazaltoidného andezitu charakterizujú porézne textúry, kým žilné telesá majú kompaktnú textúru.



*Makroskopicky* sú to prevažne tmavosivé horniny, silne pórovité v úsekoch v blízkosti prírodného kanála. Rozpad hornín býva u pórovitých variet nerovný, u kompaktných lastúrnatý a rovinný. Vzhľad horniny je typicky afanitický.

*Mikroskopicky* štruktúra horniny je porfyrická, s typicky pilotaxickou základnou hmotou, miestami až mikrolitickou; v niektorých vzorkách boli aj nábehy k doleritickým typom štruktúr.

*Plagioklas* býva lištovitý a široko tabuľkovitý, idiomorfný, široko lamelovaný, zriedkavejší než v iných typoch andezitu. Často vytvára glomeroporfyrické nahromadenie. Zloženie sa pohybuje v medziach stredne bázického, až po bázický labradorit; veľkosť výrastlíc je priemerne 0,3 mm. Miestami obsahuje uzavreniny apatitu.

*Pyroxén* zastupuje zrnkovitý alotriomorfný, až nedokonale prizmatický hyperstén so slabým pleochroizmom (bezfarebný, svetložltý). Veľkosť výrastlíc sa pohybuje okolo 0,2 mm.

*Olivín* sa vyskytuje veľmi zriedka v hornine idingsitizovaný. Na jeho prítomnosť usudzujeme len podľa olivínických foriem idingsitovej hmoty (termín idingsit používame tu iba na označenie produktov premeny olivínu, a nie samostatného minerálu).

*Základnú hmotu* tvoria lištičky plagioklasu drobnými zrnkami a prizmičkami monoklinického pyroxénu s hojnými zrnkami magnetitu, tmelenými tmavohnedým sklom. V dutinkách horniny sa našiel tabuľkovitý trídymit.

**Monofyrický andezit.** JZ a J od obce Podhradie vystupujú andezity a pyroklastiká, inde v oblasti Vtáčnika neznáme. V staršej literatúre (Čechovič) sa označovali ako trachytické. Na základe mikroskopického štúdia usudzujeme, že vhodnejšie je nazývať ich monofyrickým andezitom, resp. tufobrekciou monofyrického andezitu.

*Makroskopická charakteristika:* je to sivá až sivohnedá hornina s kaolinizovanými výrastlicami žĺvcov a vzácné i krátkymi prizmičkami tmavých minerálov. Hornina je kompaktná, bez pórov, nerovného lomu a nepravidelnej odlučnosti. Štruktúra horniny je porfyrická s pilotaxickou základnou hmotou.

*Porfyrické výrastlice:* *Plagioklasy* sú idiomorfné, tabuľkovité až široko lištovité kyslé labradory s jadrom stredne bázickým až bázickým. Na okrajoch niekedy aj vo vnútorných zónach bývajú často kaolinizované. Často sú v nich uzatvorené zrnká apatitu.

*Pyroxén* je veľmi vzácny; ide o jemne pleochroický hyperstén. Základnú hmotu tvorí množstvo plagioklasových mikrolitov, fluidálne usporiadaných okolo výrastlíc. Najväčšiu časť základnej hmoty tvorí sivé až hnedasté nepriehľadné sklo. V hornine je aj menšie množstvo idiomorfných zrniek magnetitu. V oblasti kóty 642 ako akcesória je monoklinický pyroxén pravdepodobne z radu diopsid-augit. Ďalšou akcesóriou je apatit, príznačný prizmatickou formou, čerstvým vzhľadom, vysokým lomom, rovnobežným zhasaním, bezfarebnosťou a negatívnym charakterom minerálu.

*Základná hmota* býva konvergentná ku kryptokryštalickej štruktúre, pri skrížených nikoloch s dvojlomom; jednotlivé zrnká sa však dajú ťažko rozoznať. Miestami je štruktúra základnej hmoty deštruovaná. Hoci tmeliaca základná hmota konverguje ku kryptokryštalickej, je v nej aj určité množstvo mikrolitov.

**Granatický a amfibolický dacit** je svetlosivá hornina, prevažne porézna, zistili sa aj kompaktné variety. Dosiaľ sa zistili len v podobe úlomkov v tufobrekcií, resp. balvanu v oblasti obce Sebedražie. Granatický amfibolický dacit z tufobrekcií JZ svahov Vtáčnika je sivá, slabo usmernená hornina s náznakmi fluidity, s tmavými úzkymi prizmičkami amfibolitov.

*Štruktúra* horniny je porfyrická s mikrolitickou základnou hmotou, obsahujúcou značné množstvo číreho čerstvého skla. Možno pozorovať nezreteľné subparalelné obtekanie lištičiek mikrolitov okolo porfyrických výrastlíc. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas a amfibol. V niektorých vzorkách z vrtoz sa zistil aj fragmentárny kremeň.

*Plagioklas:* je prevažne tabuľkovitý, idiomorfný, menej hypidiomorfný, bázický andezín (Ab<sub>60</sub>), často mierne kaolinizovaný. Býva vždy prítomný v podobe agregátov výrastlíc a polysynteticky



lamelovaných jedincov. Na výrastliciach možno pozorovať zonárnosť a kaolinizáciu, ktorá postihuje niektoré zóny. Veľkosť výrastlice je maximálne 1,5 mm.

*Amfibol* vytvára prizmatické, dokonale štiepne tyčinky hnedej plošnej farby s výrazným pleochroizmom (hnedozelená, hnedá, hnedočierna), idiomorfne obmedzený, zavše s kostrovitým vývojom polárnych plôch kryštálov. Niektoré výrastlice sú silne magmaticky korodované. Ako uzavreniny sú v nich: *plagioklas*, *granát*.

*Granát* je pomerne hojnou akcesóriou. Vytvára izotrópne, viac-menej izometrické zrnká ružovkastej farby s neurčitou štiepnosťou s uzavreninami apatitu, magnetitu. Často je magmaticky otavený. *Apatit* je veľmi sporadický, tvorí drobné zrnká v základnej hmote, alebo je uzavretý v granáte. Základná hmota obsahuje mikrolity plagioklasu a sklo!

Pozoruhodná je neprítomnosť pyroxénu v hornine. Horninu označujeme ako dacit na základe jej nezvyčajného mineralogického zloženia, lebo sa vymyká z rámca andezitických hornín.

Amfibolicko-pyroxenický dacit z balvanu od Sebedražia je sivý, pórovitý, porfyrický, porušený, so subparalelným usporiadaním výrastlíc, nerovným lomom a nepravidelnou odlučnosťou.

Štruktúra horniny je porfyrická s perlitickou štruktúrou základnej hmoty.

*Porfyrické výrastlice* tvorí plagioklas (až 2 mm), často ako magmaticky otavené, zavše s uzavreninami, rozptýlenými nepravidelne po výrastlici; niekedy bývajú uzavreniny koncentrované v zónach.

*Amfibol* tvorí maximálne 3 mm výrastlice, hnedozelené s typickou štiepateľnosťou a výrazným pleochroizmom (svetlozelenohnedá, tmavozelená, čiernozelená). Premeny amfibolu sa nepozorovali. Sporadicky uzatvára zrnká apatitu a magnetitu, sám býva uzatvorený v plagioklase. V jednom prípade bolo drobné zrnko biotitu uzatvorené v amfibole. Ide o obyčajný amfibol.

*Pyroxény* majú rombickú a monoklinickú formu. Rombické pyroxény sú hypidiomorfné hyperstény (okolo 2 mm), krátko prizmatického habitu s nedokonanou štiepateľnosťou. Vykazujú slabý pleochroizmus (až svetložltkastá, svetlomodrozelená). Obsahujú uzavreniny apatitu, amfibolu a magnetitu. Často sú magmaticky silne korodované.

*Klinopyroxén* tvorí drobné zrnká bez kryštalického obmedzenia, zriedkavejšie než hyperstény. Je nepleochroický, podľa uhlu zhášania (na ploche 010) patrí do skupiny diopsid-augit. *Granát* tvorí izometricky zaoblené zrnká dokonale izotrópne. Charakterizuje ho vysoký reliéf, nepravidelná štiepateľnosť. Pravdepodobne patrí do skupiny almandinu.

*Základná hmota* horniny je výrazne hyalinná, miestami s výraznými perlitickými štruktúrami. Práve na základe tejto perlitickej štruktúry základnej hmoty usudzujeme, že nejde o andezit, ale o kyslejší diferenciat intermediárnej magmy, o dacit.

Pyroxenický andezit reprezentuje najmohutnejšiu, a ak neberieme do úvahy drobné epizódy monofyrického andezitu a granatického amfibolického dacitu, aj poslednú etapu druhej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v severnej časti pohoria Vtáčnik. Hlavná masa andezitov je skoncentrovaná v centrálnej časti pohoria — v nami mapovanej oblasti od obce Cigeľ až po kótu Vtáčnik. Severnejšie sa lávové prúdy skoro nevyskytujú a vulkanity pyroxenického andezitu reprezentujú len jeho pyroklastické variety.

Pyroxenický andezit je sivej farby, niekedy až s fialovými a červenkastými odtieňmi. Býva vždy drobnoporfyrický s čerstvými lesklými živcami. V niektorých zónach, najmä pod povrchom, živce sú mliečne zakalené. Často pozorovať v ňom aj malé prizmy tmavozelených minerálov — pyroxénov. Rozpad horniny je prevažne doskovitý, lenže napr. v oblasti Bielej skaly hornina sa odlučuje vo vertikálnych nepravidelných stĺpoch. Lom býva rovný, aj lastúrnatý. Hornina je najčastejšie kompaktná, zriedkavo aj porézna. Štruktúra horniny je vždy porfyrická, až glomeroporfyrická. Štruktúra základnej hmoty sa mení v rámci sklovitých štruktúr.

*Porfyrické výrastlice*: *Plagioklas* je tabulkovitý až široko lištovitý, albiticky lamelovaný, zo-



nárny labradorit (Ab 44—48) hypidiomorfného habitu; v jadre často má uzavreniny hnedého, svetlozeleného a niekedy i žltého skla. Niekedy vytvára nepravidelné glomeroporfyrické nahromadeniny. Býva slabé kaolinizovaný. Zonárnosť charakterizuje bázickejšie jadro. Vzácné sa pozorovali uzavreniny magnetitu a v jednom prípade poikilitické prerastanie jadra plagioklasu s pyroxénom. Okrem uzavrenín skla, ktoré býva zriedka devitrifikované, zistili sa aj uzavreniny apatitu.

*Monoklinický pyroxén* nie je taký hojný ako rombický, niekde je iba sporadický. Býva vyvinutý hypidiomorfné až alotriomorfné. Na základe optických vlastností zaradili sme ho do skupín augit-diopsid-augit ( $\gamma/C = 42$ ,  $\alpha/C = 50^\circ$ ) *Klinopyroxén* je neplochroický a pri skrížených nikoloch máva pestré interferenčné farby. Pozorovali sa zrstlice podľa augitového zákona. Boli však aj výrastlice klinopyroxénu skoro bezfarebnej plošnej farby s nízkymi interferenčnými farbami:  $\gamma/C = 41^\circ$  a  $\alpha/C = 53^\circ$ , čo by poukazovalo na diopsid. Klinopyroxény hývajú tiež uralitizované. Opacitizačné procesy a magmatická rezorpcia postihujú klinopyroxén viac než rombický hyperstén.

Ako *akcesórie* vystupujú v pyroxenickom andezite najčastejšie: amfibol, často silne opacitizovaný a nahradený rudným práškom. *Apatit* je bezfarebný, krátko prizmatický, so štiepnosťou podľa 0001, nízke interferenčné farby. Rudný minerál tvorí drobné izomorfné zrnká nepravidelne rozptýlené v základnej hmote, ale aj uzavreté. *Biotit* sa zistil ojedinele v horninách z oblasti Podhradia; je drobnošupinkovitý.

*Alotigénne minerály* predstavujú: analcím, andaluzit a silimanit. Zistili sa štruktúry: hyalopilitická, kryptokryštalická, mikrolitická, pilotaxická, hyalínna; najčastejšie sú prvé dve.

#### Pyroklastická pyroxenických andezitov

*Tufy pyroxenického andezitu* sa vyskytujú na báze pyroxenicko-andezitového vulkanizmu na západnom i východnom úpätí Vtáčnika, kde vystupujú na povrch v podobe útržkov. Sú svetlých farieb (žltosivá, svetlohnedá, zelenkavá, hnedastá), prevažne spevnené, takže sa vplyvom zvetrávania nerozpadajú. Lom majú nerovný, tvrdosť nízku

Štruktúra horniny je kryštalovitroklastická s častými prechodmi do litoklastických typov. Ako kryštaloklasty vystupujú: plagioklas, pyroxén monoklinický a rombický; amfibol a biotit.

*Plagioklas* býva rovnaký ako u pyroxenického andezitu, slabé kaolinizovaný a obsahuje uzavreniny skla. *Pyroxény* sú tiež totožné s andezitovými pyroxénmi, no zdá sa, že v tufoch je menej monoklinických pyroxénov. *Amfibol* sa vyskytuje len akcesoricky, *biotit* dokonca vzácné. Ako alotigénne komponenty bývajú prítomné úlomky *kremeňa*, *kremenca* a niekedy aj *karbonatických hornín*.

*Tufobrekie pyroxenického andezitu* reprezentujú vysoko explozívne fácie pyroxenicko-andezitového vulkanizmu. Sú prevažne hnedé alebo červené vplyvom iného tepelného režimu ako u andezitov a tufu. Sú to vlastne fragmenty andezitov, uložených v tufogénnom tmele. Štruktúry chlebových kôrok a struskovité úlomky sa nenašli. Petrografické zloženie úlomkov je podobné ako u vlastného andezitu a petrografické zloženie tmeliacej hmoty ako u tufu.

### Nerastné suroviny v oblasti pohoria Vtáčnik

Vedomosti o možnosti zasahovania handlovského uhoľného ložiska pod vulkanity pohoria Vtáčnik boli dosť kusé, a opierali sa viac o hypotézy. Mapovaním sme dospeli k názoru, že uhoľné sloje končia pod vulkanitmi pohoria Vtáčnik pomerne blízko (1—2 km J od vtedajšieho južného prekopu handlovských baní) a vyклиňujú na horninách podložného vulkanizmu pohoria Vtáčnik. Zistené faktory potvrdzujú, že v oblasti Klakovskej doliny a v dolinách JV od obce Podhradie vychádzajú na povrch horniny, patriace podložnej fáze vulkanizmu. Na povrch



vystupujú teda stavebné jednotky podložného vulkanického kužeľa, na ktorého svahoch nutne musia vykliňovať sloje handlovského ložiska. V zmysle tohto poznatku je zbytočné pokračovať v hlbokom vrtnom prieskume v oblasti južnejšie od čiar vrtov V-1, V-5 a Po-2, pretože južnejšie od tejto čiar nadložné vulkanity sú priamo na podložných vulkanitoch bez produktívneho súvrstvia. Presné vytýčenie hranice handlovského ložiska nie je však možné, lebo ložisko samotné v južnej časti nikde nevychádza na povrch a hranica je konštruovaná len na základe analýzy zistených geologických skutočností.

*Nerudné suroviny* v oblasti pohoria Vtáčnik predstavujú vulkanické horniny a limnokvarcity. Z prvých sú to najmä andezity. V mapovanej časti pohoria Vtáčnik sú kameňolomy: v oblasti Prievidze a Malej Lehoty, Cígľa, Malej Lehoty, Podhradia, Handlovej a Novej Lehoty. Všetky tieto kameňolomy sú v produktoch pyroklastickej vulkanickej činnosti.

*Tufy* pre ľahčené hmoty sa vyskytujú najmä v oblasti medzi Cíglom a Baskovou dolinou. Treba však podotknúť, že tu nemožno očakávať veľmi rozsiahlejšie uloženy tufov. Azda o niečo väčšie sú výskyty v oblasti handlovskej.

*Štrkopiesky* sú najmä v oblasti Cíglá. Zrnitostné zloženie štrkopieskov nezdá sa vhodným. Podľa terénnych pozorovaní obsahuje piesčitá frakcia veľkú prímes pelitov.

*Limnokvarcity* sa zistili v západnej časti Žiarskej kotliny v priestore obcí Trubín a Prestavky.

*Rudy* v mapovanom území sa nepodarilo nájsť. Rozsiahlejšie hydrotermálne premenené pásma konštatovali sa pri povrchovom mapovaní na dvoch miestach: v Klakovej doline a v oblasti Prochote. Rudné výskyty v týchto pásmach sa nepodarilo zistiť.

Vo vrtoch v Klakovej doline sa zistila veľmi slabá *karbonatiko-sulfidická mineralizácia*. V poruchových zónach zistili sa žilky a impregnácie karbonátov Ca, Fe a pyritu. Karbonáty charakterizujú dve generácie, z ktorých prvá je sideritická a vytvorila tenké povlaky po stenách trhliniek a dutiniek, druhá kalcitická, ktorá potom vyplnila trhlínky a dutinky. Pyrit vytvára žilky a impregnácie. Hrúbka žiliek je iba niekoľko mm.

Mineralogickou zvláštnosťou je sulfidická teletermálna mineralizácia na oboch stranách pohoria Vtáčnik. V nováckych baniach sa v íloch blízko uhlia zistila nápadná impregnácia sulfidov (realgár a auripigment). Realgár vytvára prizmatické kryštáliky v pôroch a dutinkách ílu, najmä tam, kde vznikli preuhoľnovacím procesom úlomkov rastlinstva, uzatvorených v íloch. Auripigment vytvára žlté, do oranžova nebiehajúce práškovité povlaky rovnako ako realgár. V Žiarskej kotline vo vrte Trubín-1 v uhoľných slajkoch sa tiež zistila slabá sulfidická realgár-auripigmentová mineralizácia. Na priečných trhlínkach lignitu a na jeho vrstevných odlučných plochách zistil sa drobnokryštalický realgár a podradne aj auripigment.



## LITERATÚRA

[1] Čechovič V., 1933: Nástin petrografického složení a úložních poměrů třetihorních vyvřelin v Handlovské uhelní pánvi. Věst. SGÚ IX, 3—4, Praha. — [2] Čechovič V., 1950: Geologické pomery Handlovskej a Nováckej uhoľnej panvy. Geol. sborník I/2—3—4, Bratislava. — [3] Čechovič V., 1959: Geologická charakteristika treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. GP Zošit 53, Bratislava. — [4] Čechovič V. — Šuf J., 1932: Príspevek ke geologii jižní části Handlovské pánvi. Hornický věstník. — [5] Fiškin N. J., 1954. O liparitových kupolach Beregovskogo rajona Zakarpatskoj oblasti. Bjuł. Vulk. Stancii No 23; AN. SSSR, Moskva. — [6] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretihorného vulkanizmu Slovenských Karpát. GP Zošit 49, Bratislava. — [7] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. GP Zošit 53, Bratislava. — [8] Slávik J., 1959: Geomorfologický vývoj severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik a príslušných oblastí GP Zošit 55, Bratislava. — [9] Slávik J., 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Geol. sborník XI/1, Bratislava.

JÁN SLÁVIK

### GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER ZWEITEN NEOGENEN VULKANISCHEN PHASE IM NORDTEIL VON VTÁČNIK

Die veröffentlichte Arbeit stellt die Fortsetzung der älteren Forschungen des Verfassers (siehe J. Slávik 1959) dar und beschäftigt sich mit der zweiten neogenen vulkanischen Phase im Nordteil des Gebirges Vtáčnik in der Mittelslowakei. Diese vulkanische Tätigkeit wird sowohl vom vulkanologischen Gesichtspunkt, als auch was die Sukzession und petrographische Charakteristik der vulkanischen Produkte anbelangt, behandelt.

Das studierte Gebiet liegt zwischen den Gemeinden Handlová—Prievidza—Podhradie und orographisch gehört zum Oberteil des Kessels von Horná Nitra (Oberneutra) und zum Nordteil des Gebirges Vtáčnik. Die vulkanische Tätigkeit im studierten Raume verlief während des Sarmat. Die Abfolge der vulkanischen Gesteine wurde sowohl während der Kartierung, als auch im Bohrmaterial studiert. Die neu aufgestellte Sukzession der vulkanischen Produkte unterscheidet sich wesentlich von den bisherigen Vorstellungen und schaut folgendermassen aus: 1. Rhyolith; 2. Amphibolandesit; 3. Basaltandesit; 4. Pyroxenandesit (besonders Pyroklastika); 5. monophyrischer Andesit; 6. granatischer Amphibolandesit; 7. pyroxenischer Andesit (besonders Lavaströme).

Diese neu aufgezeichnete Sukzession wird im slowakischen Text eingehend behandelt und durch zahlreiche Beobachtungen gerechtfertigt.

Vulkanologisch haben einzelne Episoden der vulkanischen Tätigkeit verschiedenen Charakter.

Am wenigsten ist der *Rhyolith-Vulkanismus* bekannt, und zwar infolge seiner untergeordneter Entwicklung im studierten Gebiet. Rhyolite treten in Gängen, Kuppeln und im Komplex der hangenden Tone auf; in der Kohlenlagerstätte von Handlová sind auch Pyroklastika (kristallovitro-klastische Tuffe) abgelagert.

*Amphibolandesit* tritt ohne Pyroklastika auf und bildet nur relikte Körper, die durch Erosion des ursprünglichen mehr oder weniger kompakten Lavafeldes entstanden sind. In einigen Bohrungen konnten unter diesen Körpern auch Zufuhrkanäle festgestellt werden.

Der *Basaltandesit* ist an die ausgeprägte tektonische Linie in NNO—SSW Richtung gebunden. Er durchdringt die mechanisch festen Gesteine in Form von Gängen, die plastischen Gesteine durch die „Neck-Formen“, über welchen sich Pseudokuppel gebildet haben. Den Anfang des basaltandesitischen Vulkanismus bilden pyroklastische Formen, die am Ende durch ausgesprochene Lavaströme ersetzt werden.



Der *pyroxen-andesitische Vulkanismus* setzt mit der Explosion von Pyroklastiken an und endet mit umfangreichen Lavaergüssen.

Im Verlaufe des pyroxen-andesitischen Vulkanismus kamen auch episodische (zeitweilige) Phasen zur Geltung, welche den *monophyrischen Andesit* und den *granatischen Amphibol-Dazit* produzierten.

Nach der eingehenden Analyse der Reihenabfolge der vulkanischen Produkte folgt im slowakischen Text eine detaillierte Charakteristik der petrographischen Eigenschaften und Zusammensetzung dieser vulkanischen Produkte. Zum Schluss folgt dann in der Arbeit auch die Aufzeichnung der Perspektiven für mögliche Vorkommen verschiedener Rohstoffe im studierten Gebiet.

Der Arbeit sind mehrere geologische Profile beigelegt.



IMRICH VARGA

## PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII MAGNEZITOVÉHO KARBÓNU MEDZI ZÁPADNÝM TURCOM A RIMAVOU

### Úvod

Študované územie patrí orograficky do gemerskej časti Spišsko-gemerského rudohoria (H r o m á d k a 1956) a rozprestiera sa medzi údolím západného Turca (obce Ploské a Ratková) a Rimavy (Rimavské Brezovo a Hrachovo). Morfológicky ide o chrbty zhruba SSZ—JJV smeru, oddelené úzkymi, ale relatívne hlbokými dolinami. Relatívne prevýšenie sa pohybuje medzi 200—400 m.

Podstatnú časť územia tvoria epimetamorfované karbónske sedimenty a bázické vulkanity (magnezitový karbón). Na S a SZ karbónsky komplex obmedzujú metamorfované sedimentárne horniny veporidného kryštalinika (zóna Kohúta), na JV spodnotriasové horniny Slovenského krasu. Medzi mezozoikom a magnezitovým karbónom sa vynára v JZ časti územia úzky pás gelnickej série. Značnú časť územia pokrývajú terciérne andezitové aglomerátové tufy, kým kvartér zastupujú terasové štrky v údolí Rimavy, aluviálne nánosy a sutiny.

Územie študovali viacerí geológovia. Práce spred prvej svetovej vojny majú viac-menej len historický význam. Ich podrobnejšie zhodnotenie nachádzame v novších prácach, najmä u Š u f a (1933, 1937, 1938), A n d r u s o v a — Z o u b k a (1953), N e m č o k a (1953), M a h e l a (1954), A n d r u s o v a (1958) a K o t á s k a (1959). Novšie mapy z územia vypracovali N e m č o k (1953, 1:25 000) a K o t á s e k (1958, 1:25 000).

V tomto príspevku podávame výsledky mapovania do mierky 1:10 000, opierajúce sa o početné vrty a rýhy vyhladávacieho prieskumu. Súčasne sa pokúsime objasniť niektoré sporné otázky.

### Stratigrafia

Podrobný stratigrafický sled vrstiev, ktoré sa podieľajú na stavbe študovaného územia, podávame v nasledujúcej stratigrafickej tabuľke:



Stratigrafická tabuľka

Veporidy:	granitoidný masív Hiaku a Hrlice, kontaktný plášť masívu z časti plynulý prechod; tmavé, grafitické kvarcité prechádzajú laterálne pozvoľne do svetlých sericitických kvarcítov; miestami pozvoľný prechod; sericiticko-kremité, albitické fylity s vložkami pestrých drobových fylitov. Faciálny prechod do fylitizovaných konglomerátov; tektonická hranica	karbón(?) perm-trias(?)
Gemeridy:	vlastný „magnezitový“ karbón (fylity, karbonáty, báziká); t.ktonická hranica; geolická séria (porfyroidy a tufy, lydity, fylity); t.ktonická hranica; mezozoikum Slovenského krasu (vápnité tektonické brekcie, ílovito-piesčité bridlice) diskordancia	karbón kambrosilúr  seis
<i>Pokryvné útvary:</i>		
Terciér:	andezitové aglomerátové tufy	tortón
Kvartér:	terasové štrky, svahové hliny a sutiny.	pleistocén-recent

Veporidy

Ak vychádzame od členov vzdialenejších od magnezitového karbónu smerom do nadložia, t. j. smerom k magnezitovému karbónu, vidíme postupne nad sebou tieto pásma:

V SV časti územia priamy *plášť granitoidného masívu* Hiaku a Hrlice (Nemčok 1953) tvoria kontaktné biotitické rohovce, miestami migmatitizované a preniknuté častými apofýzami oboch najčastejších typov granitoidov (biotitický, miestami dvojsludný granodiorit a muskovitický kremitý diorit). Migmatitizácia prejavuje sa tvorbou hojných porfyroblastov imbibičných živcov (častý je mikroklín a ortoklas, menej častý albit) a zväčšením zrna horniny. Samotný kontakt masívu s plášťom poväčšine nie je ostrý, ale na mnohých miestach niektorá zo spomenutých hlbinných hornín plynule prechádza cez nebulitické migmatity do arteritov a tie do biotitického rohovca. Biotitický rohovec pomerne rýchle prechádza do grafitických kvarcítov.

Typický je napríklad profil týmto pásmom v údolí potoka Krokávky (ľavý prítok Blhu) južne od Krokavy. Okraj masívu tvorí stredne zrnitý biotitický granodiorit, ktorý vysiela hojné apofýzy do kontaktného plášťa. Mocnosť týchto apofýz je od desiatok metrov do niekoľkých cm. Kontaktný plášť tvoria biotitické kremité rohovce až biotitické kremité ruly, v ktorých silne migmatitizované polohy tvoria až 100 m nepravidelné pásy. Biotitické rohovce sú sivé, slabo modrasté horniny



so všesmernou textúrou a s hojnými porfyroblastami biotitu. Smerom na J od kontaktu sa porfyroblasty biotitu postupne redukovujú a vytrácajú, takže hornina má charakter kvarcitu; súčasne nadobúda čoraz bridličnatejší ráz s poprehýbanými plochami bridličnatosti a miestami s hojným grafitom. Lokálne obsahuje vtrúseniny pyritu.

Smerom na JZ (v južnom okolí Ratkovej Zdychavy a Polomu) strácajú kontaktné metamorfované kvarcitu grafitický pigment a prechádzajú cez sivé do úplne svetlých kvarcitov s menším obsahom sericitu. Pozvoľný prechod, najmä priečne na smer celého pásma, je zotretý mladšou tektonikou. Plynulý prechod dá sa dobre pozorovať v strži na pravom brehu Blhu J od Ratkovej Zdychavy (cca 1,5 km JV od kóty 720,2 Čintar).

Tieto kremence spomína prvý raz Š u f (1933) a potom N e m č o k (1953). Oba im pripisujú triasový vek na základe analógie s triasovými kremencami severnejších tatroveporidných zón. Kremence tejto série mapoval aj F u s á n (1958) v území medzi Kocihou a Selcami, pričom považuje ich za spodný trias.

Svetlé kvarcitu sa objavujú v SV okolí Rimavskej Bane uprostred pásma sericiticko-kremítých fylitov. Tvoria tu súvislý pás od V okolia Rimavského Brezova po V okolie Rimavskej Bane.

Ďalším členom tejto série, ktorý obstaráva zhruba celý styk s magnezitovým karbónom, je *molosové súvrstvie sericiticko-kremítých, drobových fylitov a fylitizovaných konglomerátov* s výskytom kremitého porfýru až porfyroidu a s porfyroidovými tufovými fylitmi, nazývané doteraz ako „pásmo arkóz“ (N e m č o k 1953; M a h e l 1954; K o t á s e k 1959). Celé pásmo sa vyznačuje molosovým vývinom sedimentácie, rýchlymi zmenami hĺbky sedimentačnej panvy a pomerne rýchlymi laterálnymi prechodmi medzi jednotlivými typmi sedimentov.

Sericiticko-kremité fylity sú makroskopicky sivobiele, sivohnedé až svetlé, zelenkavosivé horniny s paralelnou textúrou. Plochy bridličnatosti pokrývajú hojné šupinky sericitu, akcesoricky je na nich viditeľný aj tmavšie zelený chlorit. Lineácia je často nezreteľná, lebo hornina obsahuje väčšie (do 3–5 mm) zrnká sivobieleho kremeňa, ktoré dodávajú plochám bridličnatosti hrboľatý vzhľad.

Mikroskopicky má táto hornina blastopsamitickú štruktúru a paralelnú textúru; skladá sa z väčších zrn kremeňa, tmelených kremeň-sericitickou základnou hmotou, ktorá obsahuje menšie množstvo albitu, akcesoricky muskovit, biotit, rutil, zirkón, turmalín, epidot, chlorit, ortoklas, pyrit a niekedy aj grafit.

Väčšie zrná kremeňa majú laločnaté obmedzenie a undulózne zhášajú. Kremenné zrná v základnej hmote tvoria často šošovkovité „maltovité“, alebo dláždicovité agregáty. Albit tvorí xenomorfné hypidioblastické zrná, albiticky lamelované (0,5 mm). Sericit tvorí šupinkovité agregáty, orientované paralelne s bridličnatosťou. Muskovit a biotit sú vzácné, objavujú sa najmä ako novotvorené minerály akcesoricky v severnejších partiách série. Chlorit, epidot a rutil sa vyskytujú akcesoricky, vo väčšom množstve najmä na prechodoch do drobových fylitov. Grafit sa vyskytuje hlavne blízko styku s magnezitovým karbónom. Jeho pôvod treba hľadať v tektonickom styku s grafitickými fylitmi magnezitového karbónu. Celkove horninu nemožno nazvať arkózou, lebo podiel živcov dosahuje maximálne 10 %.

Najčastejšie vložky v týchto sericiticko-kremítých fylitoch tvoria fylity s väčším množstvom rôznorodého, klastického materiálu. Sú tu rôzne druhy drobových fylitov, tvoriace s popísanými fylitmi postupné prechody. Na týchto prechodoch sa objavuje v nich väčšie množstvo tmavozeleného chloritu, albitu, epidotu, mastenca a zrno horniny sa stáva rovnomernejším. Tieto fylity sú spravidla tenkobridličnaté, okrem niekoľkých prekremených pásiem.

Sú to horniny väčšinou tmavšiezelených, sivozelených až modrozelených odtieňov, zreteľne bridličnaté. Mikroskopicky majú blastopsamitickú štruktúru a paralelnú textúru. Obsahujú kre-



meň, chlorit (penín), epidot, albit, zoizit, mastenec, akcesorický rutil, zirkón, turmalín, ilmenit, magnetit, pyrit, leukoxén, hematit a limonit. Celkove sú oveľa bázickejšie a obsahujú rôznorodjší materiál než sericiticko-kremité fylity.

Tieto horniny vytvárajú zhruba 2 súvislé pásy, ktoré sa len v S okolí Burdy vyklíňujú. Tu dochádza aj k zúženiu celého pásma molasových hornín. Drobové fylity na jednom mieste (SZ od Burdy v okolí k. 426,6 v záreze cesty) obsahujú vložky, pripomínajúce epizonálne metamorfované diabázové tufy.

Tu v profile ca 200 m na S a SZ od kóty 426,6 sú svetlozelené, až hnedasté *sericiticko-kremité fylity*, ktoré sa striedajú po 10 až 20 m so sivozelenými až modrastými drobovými fylitmi. V drobových fylitoch sú do 50 cm mocné vložky chlorit-albitických fylitov s pomerne hojným zeleným amfibolom a epidotom. Tieto horniny sú modrozelené, obsahujú svetlejšie pásiky, bohaté na albit a tmavšie, ktoré majú väčšie množstvo chloritu (penín), mastenec, albit, amfibol, epidot a leukoxén. Pomerne hojný je v nich mikroskopický zoizit, titanit, akcesorický je prítomný rutil a veľmi vzácny turmalín. Makroskopicky i mikroskopicky sa veľmi podobajú niektorým produktom bázického vulkanizmu magnezitového karbónu. Najpravdepodobnejšie sú to horniny pôvodne s podielom bázických pyroklastík. Nie je vylúčené, že ide len o preplavené bázické pyroklastiká; poukazuje na to aj výskyt klastického turmalínu v hornine. Bázické horniny z tohto súvrstvia spomínajú z okolia Sirku aj Š u f (1933) a M a h e I (1954).

Smerom na JZ od k. 609,8 (Na Hruštie) prechádzajú sericiticko-kremité fylity postupne do hrubozrnných *fyilitizovaných konglomerátov až fylitizovaných brekcií*. Kolmo na priebeh súvrstvia sú prechody omnoho ostrejšie. Ďalej na JZ pribierajú tieto horniny na mocnosti, kým v SV okolí Rimavského Brezova v okolí k. 600,8 (Čierťaž) rýchle vyklíňujú. Ukazujú na rýchly odnos z blízkeho kryštalinického (granitoidy) terénu, miestami s pomerne dobre zachovanými pôvodnými zložkami, takže pripomínajú drvenú žulu alebo porfýr (N e m ě o k 1953).

Sú to horniny sivožltých až hnedavých odtieňov, hrubolavicovité, až masívne. Obsahujú hojné oválané valúniky kremeňa (do 3 cm veľké), ostrohranné úlomky ortoklasu (do 2 cm), ktorý je väčšinou silne sericitizovaný a kaolinizovaný, lupienky baueritizovaného a chloritizovaného biotitu, menej muskovitu, albitu, akcesorický chlorit, pomerne hojný turmalín (charakteristický dýmovohnedý — modrozelený pleochroizmus) a menej zirkón. Niektoré partie horniny sú silne postihnuté tlakom, potom sú nepravidelne bridličnaté a rozpadavé.

V Repnej doline ca 1—1,5 km na V od Rimavského Brezova začína ďalšia vložka — pás výlevného *kremitého porfýru* s malým množstvom pyroklastického materiálu, sčasti zmenený na porfýroid. Tento pás pokračuje smerom na J až do doliny na V od Rimavskej Bane, kde vyklíňuje. V jeho podloží je tenká poloha drobového fylitu, potom ca 100 m poloha svetlého kvarcitu, ďalej pod ním 50 m poloha drobového fylitu, ktorý ostro prechádza do podložia do sericiticko-kremitých fylitov. Tieto fylity tvoria aj nadložie kremitého porfýru. Tufové horniny tvoria úzku vložku v podloží efuzívneho telesa. Efúziu porfýru predchádza istotne sedimentácia tufov.

Makroskopicky je to sivozelená hornina, pomerne málo postihnutá dislokačnou metamorfózou. Sú v nej viditeľné asi 2 mm veľké výrastlice sivého kremeňa v afanitickej základnej hmote. Mikroskopicky má porfýrickú štruktúru, so začiatočnou blastézou výrastlic kremeňa a so subparalelnou textúrou základnej hmoty. V základnej hmote, ktorá má mikrogranoblastickú štruktúru možno rozlíšiť len veľmi drobné lupienky muskovitu, zrnká kremeňa a albitu. Táto tkanina vznikla asi rekryštalizáciou sklovitej hmoty; všetky minerály sú xenoblasticky vyvinuté. Kremeň je pritom vo väčších zrnách korodovaný a undulózne zháša. Akcesorický je často prítomný zirkón, menej turmalín (pleochroizmus: tmavohnedo-bezfarebný).



Tektonické podložie molasového pásma v okolí Rimavskej Bane tvoria silne kremité biotitické fylity, ktoré ďalej od styku prechádzajú do biotitických fylitov s malým obsahom granátu. Celkove v tomto pásme sa nedá vyčleniť nijaký vedúci horizont. Sedimentácia je typicky diastrofická, sčasti azda tiež kontinentálna. Chýba tu však typicky pestré sfarbenie permských kontinentálnych uloženín (verukáno). Za sedimentačnú panvu mohlo slúžiť najskôr silne členité pobrežie s prudkými zmenami nadmorskej výšky i hĺbky panvy.

Doteraz sa zaraďovali horniny tohto pásma do permu (Š u f 1933; N e m č o k 1953; F u s á n 1958; K o t á s e k 1959), M a h e l (1954) im vymedzuje obdobie: vrchný karbón — perm. Kvarcicity na tektonickom styku sa zaraďovali do spodného triasu. Odlišnému veku obidvoch hornín odporuje fakt, že na mnohých miestach je medzi nimi hranica pozvoľná. Kvarcicity (tmavé aj svetlé) sú len odlišným faciálnym členom toho istého komplexu; usadzovali sa na konci sedimentácie molasového súvrstvia, alebo lokálne aj uprostred, keď došlo k prínosu lepšie vytriedeného materiálu. Toto pozorovanie potvrdzujú aj časté zreteľné pozvoľné prechody medzi sericiticko-kremitými fylitmi, či drobovými fylitmi na jednej strane a rozličnými druhmi kvarcitov na strane druhej. Potvrdzuje to aj rovnaký obsah akcesorických minerálov vo všetkých horninách pásma.

Ak pripúšťame spodotriasový vek kremencov, potom sericiticko-kremité fylity, ktoré tvoria zhruba ich stratigrafické podložie, patria vrchnému permu. V tomto prípade postupný prechod tmavých kremencov do biotitických rohovcov (pozri profil v údolí Krokávky) dokazuje mladší vek tejto metamorfozy a určitej časti granitoidov v masíve Hiaku a Hrlíce. Vplyv tohto masívu prejavuje sa aj na sericiticko-kremitých fylitoch. V tomto úseku sú v nich omnoho častejšie porfyroblasty albitu, ktoré vznikli zreteľne po vytvorení paralelnej textúry fylitu. Tieto albity sa odlišujú veľkosťou aj počtom od albitov, akcesoricky sa vyskytujúcich v sericiticko-kremitých fylitoch. Vplyv blízkosti granitoidného masívu prejavuje sa aj na fylitoch magnezitového karbónu; vytvárajú sa v nich porfyroblasty chloritoidu. Takéto porfyroblasty spomína M i š í k (1953) zatiaľ iba z jedného miesta v okolí Mníšan pri Jelšave. Tam v podloží sú biotitické fylity a ďalej žuly masívu Kohúta. Nápadné nahromadenie porfyroblastov albitu blízko kontaktu, v inak monotónnom súvrství, ako aj výskyt chloritoidu len na mieste blízkom ku kontaktu a nikde inde v karbónskych fylitoch, potvrdzujú vplyv blízkosti kontaktu.

### M a g n e z i t o v ý k a r b ó n

V tektonickom nadloží spomínaných súvrství je pásmo magnezitového karbónu. V našom území je to klasticko-karbonátové súvrstvie s prevládajúcou klastickou zložkou a menším množstvom karbonátových hornín (prevládajú vápence organodetrítické i chemické, ďalej dolomity a magnezity). Okrem klastických hornín je tu väčšie množstvo produktov bázičného vulkanizmu, a to: chloritické tufové a tuffitické fylity, diabázy žilné aj pôvodne výlevné, na čo ukazuje ich spoločné vystupovanie s horninami, pôvodne pyroklastickými.



Na základe povrchového mapovania a väčšieho množstva vrstov pôvodný sled karbónskych sedimentov je takýto:

- a) horniny psamitické s menším množstvom pelitických vložiek, väčšinou silne grafitické;
- b) produkty bázičného vulkanizmu. Horná stratigrafická hranica je nejasná — presahuje do ďalších súvrství;
- c) pokračovanie psamiticko-pelitického súvrstvia s ubúdaním grafitickej prímеси. Pri nadloží miestami hrubšia detritická sedimentácia bez grafitu;
- d) organogénne vápence (pôvodne koralové rify) — ktoré zachovali skameneliny dokazujúce karbónsky vek súvrstvia (Bouček — Ulrich 1933) — neskoršie metasomované na rozličné druhy dolomitov a magnezitov;
- e) klastické, psamitické súvrstvie s menším množstvom grafitu, postupne do nadložia prechádza do ďalšieho súvrstvia;
- f) súvrstvie páskovaných, chemických a klastických vápencov s preplástkami a prímесou klastických sedimentov a rôznym podielom grafitu. Lokálne obsahujú hrubodetritické vložky (napr. v JZ okolí Poproča);
- g) ďalší pomalý prechod do psamitických sedimentov s pelitickými vložkami, s menším množstvom grafitu, alebo bez grafitu. Odpovedajú asi spodnému oddielu rožňavsko-železnickej série Kotáská (1959).

Všetky tieto súvrstvia sa už azda primárne nevyvinuli na jednom mieste nad sebou, ale vplyvom paleogeografického členenia terénu, zmeny podmienok sedimentácie, a najmä tektonickým spracovaním sa navzájom posunuli. Znamená to, že sedimentačná oblasť mladšieho nadložného súvrstvia neprekrýva staršie súvrstvie úplne, ale je voči nemu posunutá.

V ďalšom sa pokúsime o zdôvodnenie členenia karbónskej série.

1. Hore spomínané horniny nachádzame v úseku medzi obcami Ploské — Brádno, kde karbón má najväčšiu mocnosť, v podloží karbónskych vrstiev. Styk s podložíom je ostrý, tektonický, s miestnym zošupinovatením. V týchto miestach nachádzame ešte úzke zavrásnené pásy (do 5 — 10 m) sericiticko-kremitých fylitov v grafitických karbónskych fylitoch. O postupnom prechode sa nedá hovoriť, lebo pribúdanie grafitu nie je pomalé, hranice v detailoch sú veľmi ostré. Útržkovite sú na báze zachované hrubozrnnejšie grafitické fylity, až fylitizované hrubozrnne grafitické pieskovce (napríklad v SZ okolí Poproča a v úseku Brádno — osada Kadlub). V úseku na Z od Brádna pozíciu týchto pieskovcov ovplyvňuje tektonika; siahajú do stratigraficky nadložných sérií.

Podstatnú časť súvrstvia tvoria jemne piesčité, grafitické fylity. V miestach silne tektonicky drvených, alebo kde sedimentovali pôvodne pelitickejšie frakcie, nachádzame silne grafitické, jemne zvrásnené, alebo listkovité fylity, prípadne čistý grafit.

2. Sedimentáciu popísaného súvrstvia prerušila vulkanická činnosť. Podmorská efuzívna činnosť vyprodukovala pomerne veľké množstvo bázičných vulkanitov. V dnešnej podobe sú to rôzne druhy diabázov, pyroklastických a zmiešaných hornín. Pri rekonštrukcii vulkanickej činnosti robí najväčšie ťažkosti nerovnomerná tektonická deformácia karbónskej série.

Vulkanická činnosť začala pravdepodobne súčasne v oblasti SZ od Ploského až



k S okoliu Poproča. Na báze sú pyroklastické horniny — v dnešnej podobe hrubozrnné amfibol-chlorit-epidotové fylity; pôvodne boli pravdepodobne hrubozrnnéjšie (azda lapilové?), čo sa dá usúdiť z nerovnomerného rozloženia hrubšie zrnitých amfibol-epidot-albitických partií a jemnejšie zrnitých vložiek, kde prevláda chlorit. Že túto diferenciáciu nemôže spôsobiť metamorfóza, dokazuje pomerne veľká mocnosť hrubozrnných šošoviek vzhľadom na ich dĺžku (priemerne 2–3,5 cm). Chloritické nepravidelné preplástky sú 2–3 cm mocné a „obtekajú“ hrubozrnnéjšie. Tieto tufy sa typicky vyvinuli v SZ okolí Ploského. Sedimentáciu týchto „hrubozrnných“ tufov prerušila miestami sedimentácia grafitického piesčitého ílu s vložkami grafitických fylitov. Ďalej v nadloží je polcha jemnozrnných (popolovitých?) amfibol-chlorit-epidot-albitických fylitov, v ktorých sú ložné polohy (príkrovy) kompaktných jemnozrnných vulkanitov. V severnom okolí Burdy a Poproča skoro celé pásmo tvoria kompaktné diabázy. V malom údolí pod opusteným lomom magnezitu na Sušanskom vrchu je nepravidelne obmedzené, diskordantné teleso stredno- až hrubozrnného amfibolitického gabra. Predstavuje asi subvulkanický ekvivalent povrchových výlevov.

Petrograficky sú to jemnozrnné, až afanitické výlevné diabázy; ďalej k nim pristupujú horniny pôvodne tufové, pyroklastické, premenené na chloritické fylity (s amfibolom, epidotom a zoizitom) a sporadicky aj tufitové horniny (grafiticko-chloritické fylity s amfibolom a epidotom), ktoré svedčia o pokračovaní pelitickej sedimentácie za vulkanickej činnosti.

Makroskopicky sú to horniny šedozelené, až trávovozelené (kompaktné vulkanity) a hnedavosivé, až sivočierne (tufové a tufitové). Jemnozrnné horniny sú často bridličnaté. Masívnejšie sú variety pôvodne žilné, sčasti i výlevné. Mikroskopicky majú nematolepidoblastickú až granoblastickú štruktúru a subparalelnú až paralelnú textúru. Obsahujú väčšinou hypidioblastické zrná obecného amfibolu ( $\gamma/c-22^\circ$ ) s pleochroizmom podľa  $\gamma$  trávovým, podľa  $\alpha$  žltohnedým. Niekedy je mierne modrastý. Priemerná veľkosť je 0,5 mm.

Okrem amfibolu je v týchto horninách veľmi častý chlorit (penin, menej často delessit), tvoriaci šupinky a lístky, orientované väčšinou paralelne s bridličnatosťou. Penin je význačný svojím pleochroizmom; podľa  $\beta$ ,  $\gamma$  je trávovo zelený, podľa  $\alpha$  žltkavý, alebo skoro bezfarebný. Delessit je podľa  $\beta$ ,  $\gamma$  len svetlejšie žltozelený, podľa  $\alpha$  bezfarebný. Priemerná veľkosť je 0,1–0,5 mm. Tretím najčastejším minerálom je epidot. Tvorí slabo pleochroické ( $\gamma$  — žltozelený,  $\alpha$  — bezfarebný) stĺpce, alebo nepravidelné zrná (0,2 mm). Menej častý zoizit sa odlišuje nápadne nízkym dvojlomom. Ide pravdepodobne o  $\beta$ -zoizit. Zo svetlých minerálov je veľmi hojný albit, lamelovaný podľa albitového zákona, hypidioblastický o priemernej veľkosti 0,5 mm. Zháša v symetrickej zóne  $\approx 10^\circ$  a oba indexy sú nižšie než u kremeňa, ktorý je popri albite tiež častý a undulózne zháša. Je priemerne tak veľký ako zrná albitu. Z ďalších svetlých minerálov je dôležitý kalcit, ktorý hlavne v pyroklastických horninách tvorí až 25 % horniny. V kompaktných vulkanitoch tvorí často žilky, priemerne 1–2 mm mocné, ale v samotnej hornine je pomerne zriedkavý. Akcesoricky sa vyskytuje leukoxén, ilmenit, menej magnetit. Ilmenit tvorí drobné kričkovité kryštálky. Grafit je častý v tufitických horninách, spolu s väčším množstvom klastického kremeňa.

Po skončení vulkanickej činnosti v oblasti medzi Ploským a Brádnom, alebo s jej dohasínaním, presťahovala sa efuzívna činnosť na JZ do oblasti JZ od Brádna (až do údolia Rimavy). V tomto úseku sú vyvinuté hlavne jemnozrnné tufové až tufitové horniny, kým kompaktné vulkanity ustupujú.



Petrograficky sú to rôzne variety amfibol-chlorit-epidotických fylitov s grafitom. Zaujímavý typ sú pôvodne pyroklastické horniny v okolí k. 493,2 na JZ od Brádna. Tieto sa premenili na biotit-albit-chlorit-epidotické fylity. Biotit tvorí do 3 mm veľké, sčasti poprehýbané porfyroblasty, ktoré narastajú priečne cez bridličnatosť horniny. Základnú tkáň tvorí spleť chloritu, albitu a epidotu a má lepidogranoblastickú štruktúru. Biotit má pleochroizmus medzi tmavočervenohnedým ( $\beta$ ,  $\gamma$ ) a svetlohnedým ( $\alpha$ ), miestami je baueritizovaný a chloritizovaný. Z akcesórií je častý ilmenit a leukoxén.

Horná stratigrafická hranica bázického vulkanizmu sa nedá presne vymedziť. Musíme predpokladať už primárne nerovnaké rozšírenie a mocnosť vulkanitov. V dôsledku mladších tektonických pochodov došlo na veľkej väčšine karbónskeho pásma k redukcii pôvodnej mocnosti súvrství. Tak napr. v JV okolí osady Kadlub tvoria celú šírku karbónu produkty bázického vulkanizmu, v S okolí Brádna zasa miestami úplne chýbajú.

3. Po skončení alebo prestávaní vulkanizmu pokračovala piesčito-ílovitá sedimentácia s postupným ubúdaním grafitickej prímеси. Súčasne sa miestami zväčšuje podiel klastík (Z a S okolie Poproča). Došlo ku splytčeniu panvy asi preto, že subsidenciu panvy kompenzovala, alebo prerušila relatívne rýchla sedimentácia a veľká mocnosť vulkanitov. Na niektorých miestach panvy potom na pomerne plytkom podklade sa nahromadili hrubšie detritické sedimenty v podobe vyvýšení, pretiahnutých morských hrebeňov, alebo príbrežných plochých podmorských valov.

Sú to piesčité brekciovité fylity alebo kompaktné masívne brekcie s úlomkami sericitických fylitov, tmavých kvarcitických hornín, zelených bridlic a s materiálom z veporidného alebo ešte staršieho kryštalinika. Tmel je limonitický, vápenatý a piesčitý. Sú typicky vyvinuté v podloží magnezitových šošoviek na Z od Burdy a Poproča. Tieto podmorské vyvýšeniny mohli byť v plytkom mori vhodným miestom pre vývoj koralových rífov. Takéto alebo podobné ulčzeniny môžeme predpokladať aj u ostatných ložísk magnezitu v tomto páse.

4. Ložiská magnezitu sú vyvinuté približne na tej istej stratigrafickej úrovni. Pokiaľ došlo v dôsledku tektonických pochodov k posunutiu, má to vplyv len na horizontálne umiestnenie. Iba v magnezitových telesách zachovali sa skameneliny, ktoré umožnili začlenenie magnezitových telies, dolomitov, dolomitických a vápniatých grafitických bridlic do karbónu (moskovien-spodný uralien; Bouček — Ulrich, 1931; Šuf 1937; Heritsch 1934; Nemček 1953).

5. Vývoj koralových útesov sa zastavil prínosom veľkého množstva detritického materiálu, ktorý zaplnil priehlbiny medzi najvyššími miestami útesov, prekryl ich a znemožnil ich ďalší rast. Sú to teraz rozličné variety grafiticko-sericitických, sericitických a kremitých fylitov, jemnejšie alebo hrubšie piesčitých. Pôvodné sedimenty boli typicky diastrofické, bez rytmčnosti, s nepravidelným striedaním hrubšieho a jemnejšieho materiálu. Sú podstatne menej grafitické než podobné sedimenty, vzniklé pred vytvorením koralových útesov. Vo východnej časti územia má toto súvrstvie najmenšiu mocnosť, smerom na JZ postupne narastá. V najvý-



chodnejších miestach územia nevyvinulo sa ďalšie súvrstvie. Na Z od Brádna tieto piesčité fylity rýchle prechádzajú postupne do nadložných bridličnatých vápencov, tvoriac najprv tenké preplástky bridličnatého vápencu v grafiticko-sericitických fylitoch. Aj ďalšie súvrstvie obsahuje časté vložky klastík.

5. Ďalšiu sedimentáciu ovplyvnila petrografická zmena reliéfu. Na relatívne plochom dne mora sa usadzovali jemnozrnné páskované vápence, sčasti organo-detritické, prevažne chemické. Obsahujú rozličnú prímes grafitu, ktorý vytvára páskovanú textúru vápencov. Klastické a ílovité preplástky sú v súvrství pomerne časté; je to výrazné klasticko-karbonátové súvrstvie, ktoré vzniklo za striedavého prínosu vápnitého a klastického materiálu. Miestami vápence obsahujú nejasné zvyšky po stonkoch krinoideí.

Klastická prímes, znečisťujúca vápence, asi zabránila metasomatóze, ktorá vytvorila známe ložiská magnezitu v útesových vápencoch. Vplyv metasomatózy na tieto vápence sa prejavil len miestami, kde pôvodné vápence boli čisté a kde sú v blízkom nadloží magnezitových telies.

Tak napr. na JZ od magnezitovej šošovky na Sušanskom vrchu je v bridličnatých vápencoch na ľavom brehu potoka ca 10 m poloha nejasne ohraničeného metasomatického dolomagnezitu až magnezitu. Vo vzorkách odoberaných po 1 m (zásek) z tohto miesta, našli sa tieto prvky:

	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pb	Zn
1	3,38	22,73	25,44	1,98	st.	st.
2	2,17	24,61	24,36	1,84	st.	st.
3	3,04	23,92	24,87	1,62	st.	st.
4	3,08	16,12	32,07	1,91	st.	st.
5	1,61	3,35	41,78	2,82	st.	st.

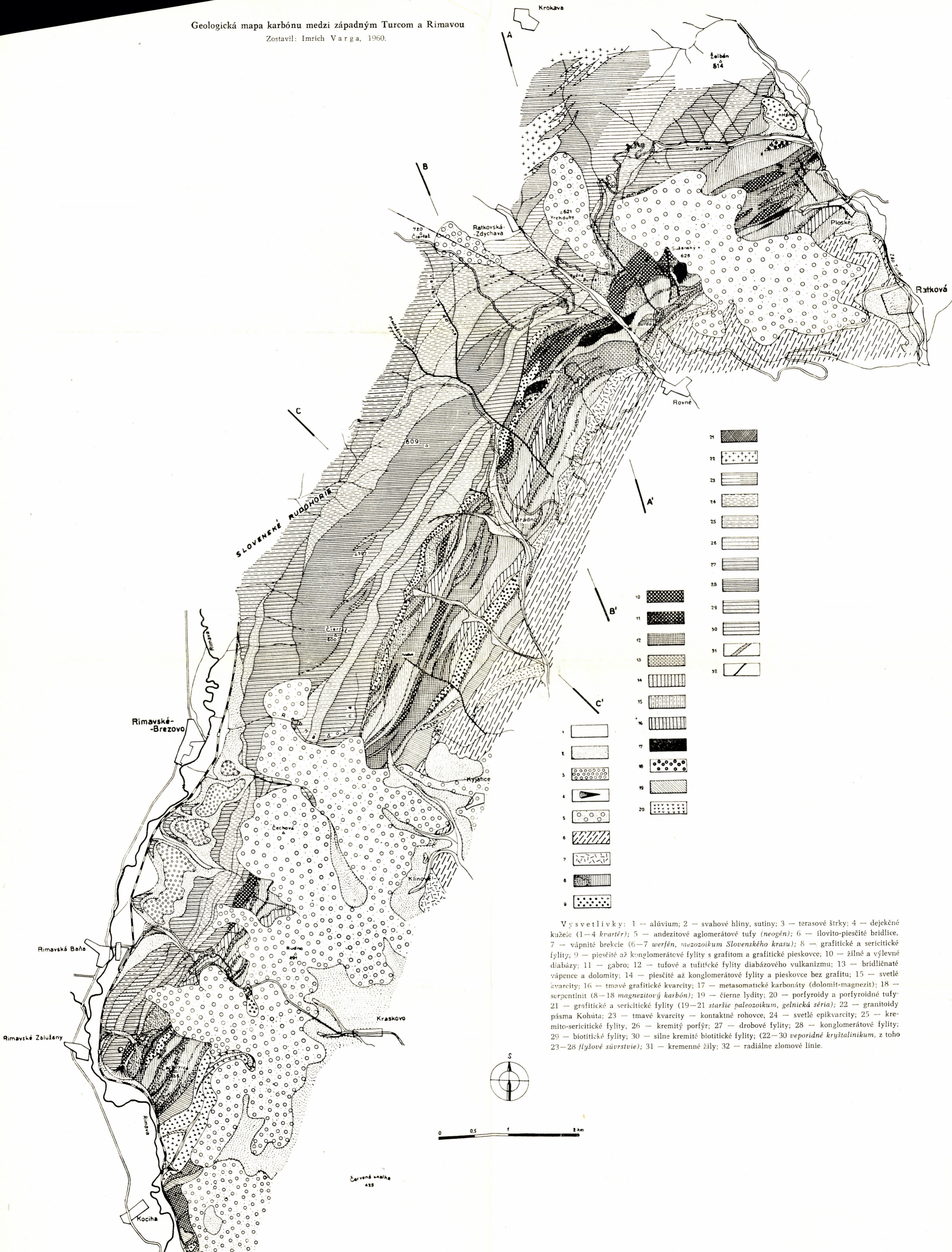
Tento zjav je ojedinelý, nikde v tomto súvrství nie sú stopy metasomatického pôsobenia na bridličnaté vápence.

V JZ okolí Poproča sú v súvrství bridličnatých vápencov preplástky a vložky (do 150 cm) fylitizovaných konglomerátov s kolísavým množstvom grafitickej prímеси. Valúny tvoria z 90 % svetlosivé až biele, do 3 cm veľké valúniky kremeňa. Tmel je grafiticko-sericitický, piesčitý a vápnitý. Smerom na Z od Brádna tvorí súvrstvie s bridličnatými vápencami najspodnejšiu časť magnezitového karbónu. Ich celkové množstvo tu ustupuje už klastickým a vulkanogénnym súvrstviám. Úzke a pretiahnuté šošovky bridličnatých vápencov tvoria sporadické vložky v komplexe tufitických a tufových fylitov. Toto súvrstvie by mohlo byť ekvivalentné podobným vrstvám medzi Ochtinou a Markuškou, kde sa rozlišuje „vývoj vápencový s polohami diabázových tufitov“ (F u s á n 1951).

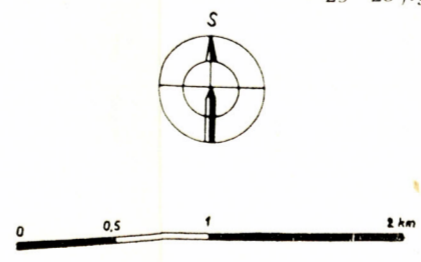
V J okolí osady Kadlub sa toto súvrstvie nevyvinulo; tu sú prítomné len produkty bázičného vulkanizmu bez vápencov. Zdá sa, že diabázy a ich tufy, resp. tufity zasahujú tu už do stratigraficky nadložného súvrstvia. Bridličnaté vápence sa tu objavujú len v oblasti JZ od k. 491,1 (Rudno), kde v záreze potôčika naľavo od cesty Rimavská Baňa—Kráskovo je asi 10 m mocná poloha, ako aj v okolí medzi Rimavskými Zalužami a Kocihou, kde bridličnaté vápence tvoria bázu magnezitového karbónu.



Geologická mapa karbónu medzi západným Turcom a Rimavou  
Zostavil: Imrich Varga, 1960.



Vysvetlivky: 1 — alúvium; 2 — svahové hlíny, sutiny; 3 — terasové štrky; 4 — dejekné kužele (1-4 kvartér); 5 — andezitové aglomerátové tufy (neogén); 6 — ílovito-piesčité bridlice; 7 — vápnite brekie (6-7 werfén, mezozoikum Slovenského krasu); 8 — grafitické a sericitické fylity; 9 — piesčité až konglomerátové fylity s grafitom a grafitické pieskovce; 10 — žilné a výlevné diahazy; 11 — gabro; 12 — tufové a tufitické fylity diabázového vulkanizmu; 13 — bridliénaté vápence a dolomity; 14 — piesčité až konglomerátové fylity a pieskovce bez grafitu; 15 — svetlé kvarcitty; 16 — tmavé grafitické kvarcitty; 17 — metasomatické karbonáty (dolomit-magnezit); 18 — serpentínit (8-18 magnezitový karbón); 19 — čierne lydity; 20 — porfyroidy a porfyroidné tufy; 21 — grafitické a sericitické fylity (19-21 staršie paleozoikum, gelnická séria); 22 — granitoidy pásma Kohúta; 23 — tmavé kvarcitty — kontaktné rohovce; 24 — svetlé epikvarcitty; 25 — kremito-sericitické fylity; 26 — kremitý porfýr; 27 — drobové fylity; 28 — konglomerátové fylity; 29 — biotitické fylity; 30 — silne kremité biotitické fylity; (22-30 veporidné kryštalinikum, z toho 23-28 flyšové súvrstvie); 31 — kremenné žily; 32 — radiálne zlomové línie.



Červená analka  
428



6. Z popísaného súvrstvia sa plynule vyvíjajú horniny nasledujúceho pásma: V okolí Ploského transgredujú (?) horniny tohto pásma na súvrstvie klastík v nadloží magnezitových telies. Bridličnaté vápence tu nie sú vyvinuté. Sú to jemne piesčité, sericiticko-chloritické fylity s vložkami hrubšie piesčitých fylitov, pieskovcov grafitických i bez grafitu a kvarcitov. Pokračujú zo Z okolia Ploského smerom na JZ. Po prekrytí andezitovými aglomerátovými tufmi Sušanského vrchu sa vynárajú v SV okolí Rovného (J od k. 625,0 Sušanský vrch). V ďalšom pokračovaní smerom na JZ sú zakryté werfenom. Na povrch vychádzajú až po V okolí Brádna. Sú dobre odkryté v strži JV od Brádna na ľavom brehu potoka.

Sú to sericiticko-grafitické fylity, ďalej úzka vložka bridličnatého vápenca, ktorá ukazuje na sporadické pokračovanie vápnitej sedimentácie aj počas usadzovania tohto súvrstvia. Je to dôkaz spätosti tohto komplexu s podložným, vápenato-klastickým súvrstvom. Nad bridličnatými vápencami je v grafiticko-sericitických fylitoch asi 100 m mocná poloha svetlosivého až béžového páskovaného sericitického kvarcitu, ďalej piesčité sericitické fylity, miestami s grafitom.

Na JZ od Brádna horniny tohto komplexu na báze zastupujú piesčité fylity alebo sericitické pieskovce, väčšinou bez grafitu. Smerom do nadložia grafitu pribúda, takže pieskovce a piesčité sericitické fylity majú sivú až tmavosivú farbu. Na JZ od Kadluba ich zastupujú silne kremité fylity (niektoré sú silne grafitické, pripomínajú lydity gelnickej série), až kremence čierne i svetlé, skoro biele. Niekde sa dajú rozlíšiť kremenné zrná, ktoré sú klastického pôvodu na rozdiel od lydítov gelnickej série.

V malom údolí naľavo od cesty Rimavská Baňa—Kociha sa striedajú tmavé a svetlé kvarcitty. V nadloží sú grafiticko-sericitické piesčité fylity s malou vložkou tufových diabázových hornín (chlorit-amfibol-epidotové fylity) a s malou šošovkou vápenca až dolomitu (viď vyššie). V ďalšom pokračovaní smerom na JZ nie sú tieto horniny na povrchu, resp. ponárajú sa pod lydity a porfyroidy gelnickej série, ktoré sú v ich tektonickom nadloží.

Týmito horninami sa končí vrstevný sled karbónu. Posledné piesčité súvrstvie pričlenil K o t á s e k (1958—59) do rožňavsko-železníckej série ako jej spodný oddiel. Nie je vylúčené, že tieto horniny ležia transgresívne na starších horninách magnezitového karbónu, aspoň lokálne. Proti tomu svedčí mierny prechod v strednej, resp. JZ časti územia, a to, že typicky bazálne vrstvy (konglomeráty a pod.) nie sú vyvinuté. Konečné rozhodnutie v tejto otázke sťažuje aj epizonálna metamorfóza hornín karbónskeho komplexu, ktorá zastrela prípadnú diskordanciu medzi obidvoma celkami.

### G e l n i c k á s é r i a

Na JZ od údolia Bradnianskeho potoka vynárajú sa medzi magnezitovým karbónom a spodným triascom Slovenského krasu horniny gelnickej série. Styk s obidvoma jednotkami je tektonický. Na SV zastupujú gelnickú sériu len čierne lydity, ďalej na JZ sa objavuje viac polôh porfyroidu, ktoré obsahujú preplástky čiernych grafitických a sericiticko-grafitických fylitov a lydítov. Lydity sú v reliéfe krajiny nápadné; napr. na SZ od Kyjatíc tvorí lyditový pás nápadný „suk“, vystupujúci z okolitých mäkkších hornín (k. 565,4). Na Z od Kyjatíc sériu prikrývajú andezitové aglomerátové tufy. Vychádza len v malom odkryve od cesty Rimavská Baňa—



Kraskovo a ďalej v SV okolí Kocihy. Všetky horniny sú silnejšie dislokačne metamorfované než karbónske. Lydity sú často rozpadavé; fylity popri lineácii majú niekedy aj dvojakú priečnu kliváž.

Najlepšie sú odkryté tieto horniny v záreze železnice pri Kocihe. Sú tu od J na S (od nadložia do podložia): grafitické a sericitické fylity, detailne vrásnené a zošupinatené. V nich je ca 50 m poloha porfyroidu, ďalej nepravidelne tektonicky ohraničená a rozbitá 200 m poloha čierneho lyditu; pod ním grafiticko-sericitické fylity s vložkami lyditu. V okolí železničnej zastávky Kociha vynárajú sa spod lyditov porfyroidy (500 m poloha) s menšími preplástkami čiernych kremitých fylitov. Pod nimi je 150 m poloha lyditu, ktorý sa tektonicky stýka s fylitmi magnezitového karbónu.

O efuzívnom charaktere porfyroidu svedčia jemne páskované tufové porfyroidy (pôvodne popolovité?), vychádzajúce napravo od cesty Rimavská Baňa—Kras-kovo. Je v nich asi 80 m poloha grafitického fylitu.

**M e z o z o i k u m.** Triasové horniny (seis) mezozoika Slovenského krasu zastupujú ílovito-piesčité bridlice pestrých (zelené, fialovkasté, červenohnedé, žlté) farieb, miestami silne kremité. Na tektonickom styku s magnezitovým karbónom je tektonická brekcia, zložená z úlomkov rôznych hornín magnezitového karbónu i seiských bridlíc, tmelených kalcitom, dolomitom a ankeritom, či rozomletými karbónatizovanými bridlicami seisu. V okolí Kyjatíc je v bridliciach vložka brekciovitého sivobieleho dolomitu. V spodnotriasových horninách sú časté drobné kremeň-spekularit-sideritové žilky, kremenné žily a limonitické, zokrované partie.

**T e r c i é r a k v a r t é r.** Veľkú časť územia pokrývajú poklesnuté denudačné reliktu andezitových aglomerátových tufov. Ich výskyty sú zoradené súhlasne s mladou radiálnou tektonikou. Na báze sú často tufy, sedimentované vo vodnom prostredí, vyššie suchozemské. Kvartér zastupujú terasové štrky západného Turca a Rimavy. Tvoria ich valúny veporidného kryštalinika. Časté sú dejekčné kužele v ústiach strží. Najrozsiahlejšie zahlinené terény sú v elúviách aglomerátových tufov.

### Tektonika

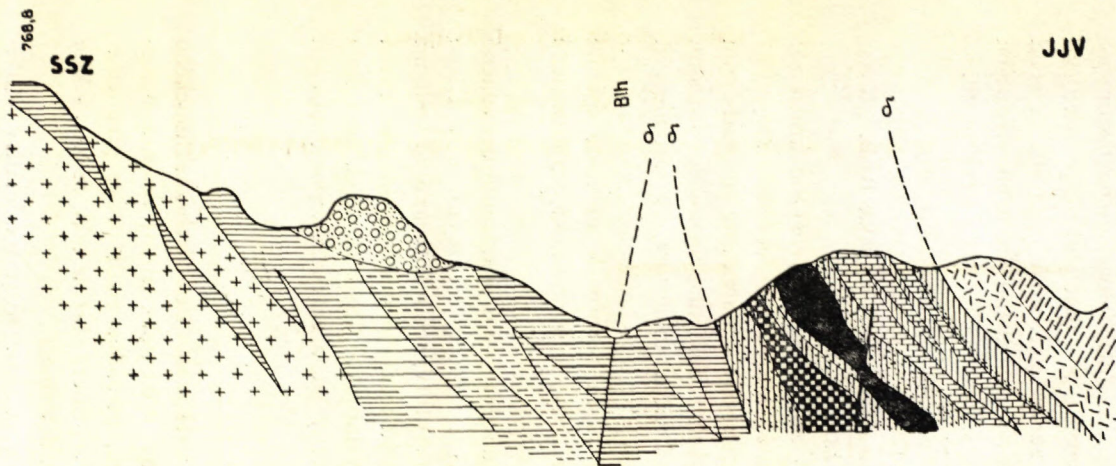
Pri posudzovaní tektonickej stavby územia vychádzalo sa z drobnotektonického merania a rozlíšenia drobnotektonických prvkov. Bolo treba odlišiť skupiny deformačných zjavov, patriacich jednotlivým fázam, prípadne zistiť prvky preddeformačných štruktúr. Tektonickú analýzu do značnej miery sťažuje fakt, že na väčšine územia sa prejavujú rovnaké prvky niekoľkých deformácií.

Pri sledovaní preddeformačných štruktúr sme sa zameriavali na detailné odlišenie petrograficky odlišných horizontov a ich vzájomného priebehu. Pomocou prieskumných vrtoŧ sa uľahčila korelácia pôvodných súvrství a ich priebeh, nezávisle na mladších deformáciách. Pre značnú časť magnezitového karbónu boli tieto



M = 1:10000

7

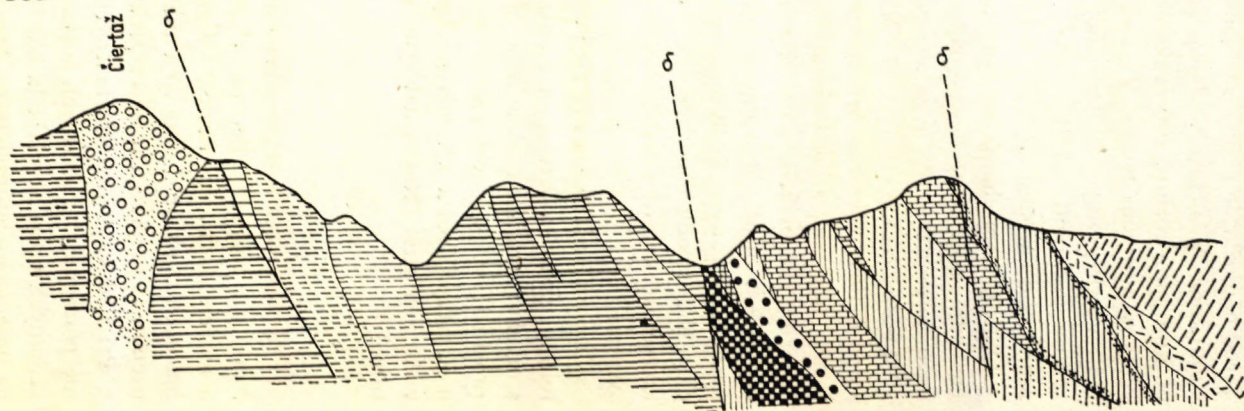


A'

-800  
-600  
-400  
-200 m.n.m

SSZ

B

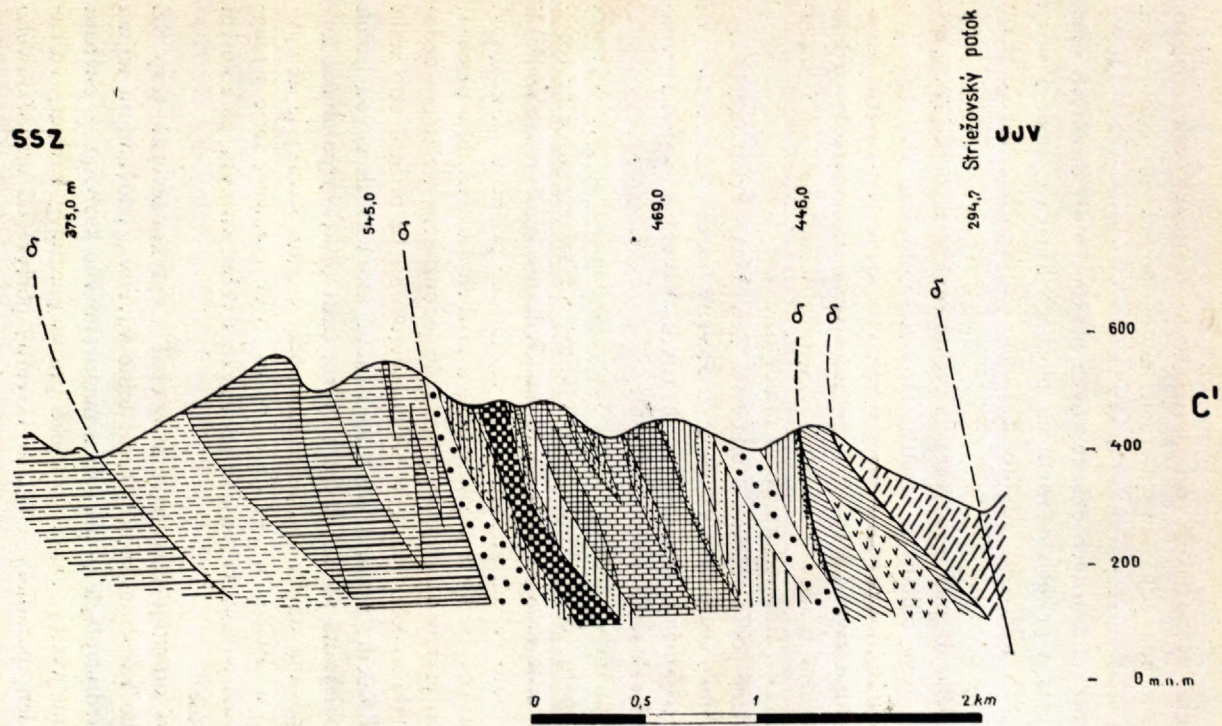


B'

-600  
-400  
-200 m.n.m



C



Geologické profily územím medzi západným Turcom a Rimavou

Zostavil Ľudovik Varga, 1960.

Vysvetlivky: pozri pri geologickej mape.



areály najhodnotnejším východiskom pri posudzovaní tektoniky celej oblasti. V ostatnom území sme boli odkázaní väčšinou len na povrchové pozorovania. Pre drobnotektonickú analýzu sme brali do úvahy tieto deformačné prvky: plochy foliácie horniny, priebehy lineárnych deformačných prvkov (*b*-osi drobných vrás, vergenciu drobných vrás a priebeh *ac*-rovín na plochách foliácie), smer a sklon mladšej kliváže, priebeh mladých radiálnych zlomov a porúch, smer a sklon pôvodných sedimentárnych vrstiev.

Základnou črtou celého územia je, že väčšina týchto prvkov sa neprejavuje dokonale na všetkých vekove odlišných sériách. Drobnotektonickou analýzou sme odlišili nasledujúce, vnútornou tektonickou stavbou viac-menej samostatné komplexy: 1. staré veporidné kryštalinikum; 2. gelnická séria; 3. magnezitový karbón; 4. mladšie veporidné molasové súvrstvie („sedimentárny obal“); 5. mezozoikum Slovenského krasu; 6. nedeformované mladé útvary.

Komplexy sú zoradené podľa veľkosti a množstva deformácií. Pri posúdení tektonického postavenia magnezitového karbónu je dôležitý najmä jeho pomer ku gelnickej sérii a k veporidnému molasovému súvrstviu. Všimnime si teraz „vnútornú stavbu“ týchto dvoch sérií.

*Gelnická séria* sa vynára v JZ časti územia (pozri geologickú mapu). Vytvára tu asymetrickú antiklinálu (či antiklinórium), v ktorej SZ ramene sú silne redukované hlavne plastickejšie vrstvy (fylity s vložkami lyditov); porfyroidy podľahli deformácii menej. S touto veľkou štruktúrou sú konformné priebehy najmladších drobnotektonických prvkov (jedna z polôh foliácie a priebeh *b*-osí na tejto ploche). Pomer ďalších starších prvkov k týmto sa nepodarilo jednoznačne riešiť pre nedostatok odkrytie a malú rozlohu gelnickej série. Smerom na JZ priberá táto séria na mocnosti; v okolí Kocihy vytvára priečnú eleváciu, ktorá za zlomovou líniou Rimavy pokračuje poklesnutá na JZ; tu ju z veľkej časti prikrýva poltárska formácia. Antiklinálna povaha stavby staršieho paleozoika v okolí Kocihy je už dávnejšie známa (F u s á n 1958; K o t á s e k 1959). Styk gelnickej série s magnezitovým karbónom má povahu kryhového prešmyku s veľmi strmým, až kolmým upadaním stykovej línie.

*Veporidné molasové súvrstvie* („sedimentárny obal“) vytvára severnú, resp. SZ hranicu magnezitového karbónu. Samostatnosť tohto súvrstvia odôvodňujú najmä tieto faktory: vývin sedimentácie je iný ako u magnezitového karbónu — chýbajú pelitické a organogénne vrstvy, charakteristické pre magnezitový karbón; vulkanizmus sa prejavuje len sporadicky a líši sa (kremitý porfýr) od magnezitového karbónu. Priebeh jednotlivých vrstiev je nezávislý od magnezitového karbónu; je tu zreteľná diskordancia. Kým u molasového súvrstvia priebeh vrstevnatosti je konformný s obmedzením pásma, u magnezitového karbónu vidíme kosé uloženie vrstiev k hraniciam komplexu. Priebeh drobnotektonických prvkov v molasovom súvrství je konformný s vrstevnatosťou. Elevácie a depresie osí pokračujú z tohto súvrstvia do magnezitového karbónu; mladšia foliácia a smery a sklony *b*-osi



mladších drobných vrás v magnezitovom karbóne sa primykajú k priebehom týchto prvkov v molasovom súvrství. Znamenalo by to, že drobnotektonická deformácia molasového súvrstvia je mladšia, alebo aspoň rovnako stará ako kryhový prešmyk magnezitového karbónu na molasové súvrstvie.

Ostáva ešte objasniť otázku „spodnotriasových kvarcitov“ v molasovom súvrství. Ako sme už uviedli, diskordanciu medzi kvarcitmi a ostatnými vrstvami, ani drobnotektonické prejavy nikde nepozorovať. Na styku obidvoch členov sa nikdy nemení charakter ani množstvo tektonických prvkov, čo poukazuje na spoločnú deformáciu. Tento fakt spolu so zistením, že kvarcify tvoria normálny člen súvrstvia, odporuje predstave o ich rozdielnom veku.

Molasové súvrstvie vytvára izoklinálnu synklinálu medzi magnezitovým karbónom a starým veporidným kryštalinikom. Styk synklinály s magnezitovým karbónom je príkry; magnezitový karbón bol oproti molasovému súvrstviu vyzdvihnutý a čiastočne na neho nasunutý.

Primárna vnútorná stavba vlastného karbónskeho súvrstvia bola zvýraznená tektonikou. Priebeh starších drobnotektonických prvkov (okrem jednej z plôch foliácie) a lineárnych prvkov, viazaných na túto plochu sú súhlasné s priebehom vrstiev. Mladšia deformácia vytvorila generálny smer bridličnatosti, súhlasný s priebehom karbónskeho komplexu, t. j. mladú foliáciu karbónskych fylitov (ktorá je zhruba kosá k priebehu vrstiev) a lineárne drobnotektonické prvky, viazané na túto foliáciu. Do tejto etapy patrí pravdepodobne aj výsledná epimetamorfóza komplexu spolu s molasovým súvrstvom.

Zaujímavé je sledovať priečne elevácie a depresie *b*-osi drobných vrás v obidvoch popisovaných komplexoch. Okrem toho, že tieto deformačné zjavy pokračujú bez prerušenia súvisle z jedného komplexu do druhého, badať na ich priebehu aj zreteľné, oblúkovité vykliňovanie k Z, poľažne k JZ. S týmto zjavom súvisí pravdepodobne aj ohyb pásma magnezitového karbónu v okolí Brádna a redukcia celého pásma. „Tektonický uzol“ tohto miesta je zvýraznený ešte križovaním niekoľkých mladších poruchových zón a stratou magnezitových telies smerom na JZ s postupným vývinom vrstiev, označených K o t á s k o m (1959) ako spodný oddiel rožňavsko-železníckej série. Je to prejav ovplyvnenia tektoniky primárnym vývinom sedimentácie, keďže tieto vrstvy sú normálnym sedimentačným členom (nadloží) magnezitového karbónu a ich delenie v tomto území nie je odôvodnené. Mladšia kliváž prebieha v horninách územia súhlasne s hlavnými smernými poruchovými líniami. Upadá vcelku pomerne strmo na JV, či J. Prejavuje sa aj v granitoidnom masíve Hiaku a Hrlice vytváraním mylonitových zón.

*Mezozoikum Slovenského krasu* sa stýka so staršími jednotkami pozdĺž tektonickej línie (K o t á s e k 1959 a iní). Plastické vrstvy seiských ílovito-piesčitých hornín sú blízko styku detailne zvrásnené, s veľmi rýchlymi zmenami smeru i sklonu vrstiev. Radiálne zlomy sa prejavili posunmi a poklesmi jednotlivých kryh proti sebe. Z veľkej časti predisponovali vytváranie riečnej siete, kým samy



sú predisponované staršou tektonikou. Do tohto štádia patrí asi aj erupcia a vklesnutie andezitových aglomerátových tufov do kryštalického podkladu vplyvom subsidenčnej tektoniky.

### Záver

Výsledky nových zistení o stratigrafii a tektonike magnezitového karbónu a jeho najbližšieho okolia v západnej časti gemeríd dajú sa zhrnúť takto:

Na styku magnezitového karbónu a starého veporidného kryštalínika je vyvinuté molasové súvrstvie s telesom kremitého porfýru (porfyroidu). „Spodnotriasové kvacity“ a novo zistené teleso kremitého porfýru sú v tejto časti neoddeliteľnou súčasťou molasového súvrstvia. Časť granitoidov masívu Hiaku a Hrlice je mladšia než molasové súvrstvie, ktoré kontaktne metamorfuje. Horniny spodného oddielu rožňavsko-železníckej série, vyčlenené v tomto území K o t á s k o m (1958, 1959) sú v západnej časti normálnym stratigrafickým nadložíom magnezitového karbónu. Najmladšia drobnotektonická deformácia molasového súvrstvia a magnezitového karbónu je spoločná.

### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpat I. SAV, Bratislava. — [2] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Kolektív „Západný Gemer“ 1951, časť I. „Přehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu“. Geol. sborník IV/3—4, Bratislava. — [3] Bouček B. — Ulrich F., 1931: Výskyty skamenelín v magnetitové zóně Slovenského rudohoří. Věstník SGÚ VII, Praha. — [4] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [5] Fusán O., 1958: Geológia územia medzi obcou Kociha na rieke Rimava a obcou Zelené na rieke Iplí. Geol. práce, Zprávy 13, Bratislava. — [6] Heritsch J., 1959: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpathen. Věstník SGÚ X, Praha. — [7] Kotásek J., 1959: Geologická mapa území mezi Ratkovou a Kocihou. Archiv GP, Rožňava. — [8] Kotásek J., 1959: Geologické poměry v okolí Železníka. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [9] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. sborník V/1—4, Bratislava. — [10] Máška M., 1954: K tektonické analýze krystalínika (Drobná tectika Krkonoš). Knihovna ÚÚG svazek 27, Praha. — [11] Máška M., 1957: Zpráva o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (T. Perm). Zprávy o geologických výskumech v r. 1956, Praha. — [12] Mišík M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Kolektív „Západný Gemer“ 1951, časť II. Geol. sborník IV/3—4, Bratislava. — [13] Nemček A., 1953: Geologická stavba medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Kolektív „Západný Gemer“ 1951, časť III. Geol. sborník IV/3—4, Bratislava. — [14] Suchár A., 1960: Závěrečná zpráva a výpočet zásob ložiska magnetitu Burda—Poproč. Archiv GP, Rožňava. — [15] Šuf J., 1933: Nástin geologických poměrů území západně Železníku na Slovensku. Sbor. čes. král. spol. nauk, Praha. — [16] Šuf J., 1937: Zpráva o nálezích užitečných nerostů v okolí Hnúšťa na Slovensku, se zvlášť. zřetelem ku geologickým poměrům této oblasti. Báňský svět XVI, Praha. — [17] Šuf J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věstník SGÚ XIV, Praha. — [18] Varga I., 1950: Ročná zpráva o vyhladávacom prieskume v oblasti Burda—Rimavská Baňa. Archiv GP Rožňava.



## ZUR GEOLOGIE DES MAGNESIT-KARBONS ZWISCHEN DEN FLÜSSEN TURIEC UND RIMAVA

Das studierte Gebiet gehört dem gömörer Teil des Zips-gömörer Erzgebirges an und liegt zwischen den Flusstälern des westlichen Turiec (zwischen Gemeinden Ploské und Ratková) und Rimava (zwischen Rimavské Brezovo und Hrachov). Den wesentlichen Teil des Gebietes bauen epimetamorphierte Karbon-Schichten und basische Vulkanite (Magnesit-Karbon). Im Norden und NW ist der Karbon-Komplex von metamorphierten Sedimentgesteinen begrenzt, die bereits dem veporiden Kristallin (Kohút-Zone) angehören; in SO sind es die untertriassischen Schichten des Slowakischen Karstes. Zwischen den mesozoischen Schichten und dem Magnesit-Karbon tritt im SW Teil des Gebietes ein schmaler Streifen der Gelnica-Serie auf. Ein grosser Teil des Gebietes ist von tertiären agglomeratischen Andesittuffen bedeckt. Quartär ist durch Schotter im Rimava-Tal und alluviale Anschwemmungen vertreten.

Während neuer Kartierungsarbeiten konnten neue Erkenntnisse über die Stratigraphie und Tektonik des studierten Gebietes erzielt werden, die zur Klärung einiger ungelösten Fragen beitragen können.

Am Kontakte des Magnesit-Karbons mit dem älteren veporiden Kristallin ist eine Molasse-Schichtfolge mit dem Quarzporphyr-Körper (Porphyroid) entwickelt. Die „untertriassischen Quarzite“ und der neu gefundene Körper bilden da einen untrennbaren Teil der Molasse-Schichtfolge.

Ein Teil des granitoiden Massivs von Hiak und Hrlca ist jünger als diese Molasse-Schichtfolge, welche er metamorphiert.

Im weiteren gibt der Autor eine neue Gliederung des Magnesit-Karbons im studierten Gebiet an. Schichten des unteren Teiles der Rožňava—Železník-Serie, die in diesem Gebiet von K o t á - s e k (1958, 1959) ausgegliedert wurden, bilden danach im westlichen Teil normales stratigraphisches Hangende des Magnesit-Karbons.

Beim tektonischen Studium des Gebietes stösst man an Schwierigkeiten, da die meisten tektonischen Elemente nicht einheitlich, bzw. gleich intensiv auf den ausgegliederten Serien zur Geltung kommen. Die jüngste tektonische Deformation ist in der Molasse-Schichtfolge und im Magnesit-Karbon gemeinsam.

*Geologische Forschung, VEB,  
Žilina*







PAVOL GRECULA

## NÁČRT GEOLOGICKO-ŠTRUKTÚRNYCH A LOŽISKOVÝCH POMEROV MEDZI MNÍŠKOM N/HNILCOM A PRAKOVcami

Na stavbe územia južne od rieky Hnilec, medzi Mníškom a Prakovcami sa zúčastňujú horniny gelnickej série, predovšetkým jej nižšie členy a bázické horniny s problematickým začlenením.

Flyšové súvrstvie vystupuje v tomto území ako stratigraficky najnižší horizont, mohutne vyvinutý na severných svahoch Kloptane a Hutnej hole. V mnohých odkryvoch sa pravidelne striedajú doskovité i lavicovité sivé kremence s tmavošedými chloriticko-sericitickými fylitmi, často s tmavými piesčitými a páskovanými fylitmi. Miestami prevládajú psamity v podobe polôh kremencov, inde bridlice, ale najčastejšie sa striedajú obe frakcie. Ojedinele sa v nich nájdú aj polohy drobnozrnných zlepcov (napr. v Hutnej doline), zriedkavejšie pozorujeme gradačné a šikmé zvrstvenie. Mocnosť flyšového súvrstvia je niekoľko 100 metrov.

Monotónnosť flyšového súvrstvia spestruje výskyt *vulkanických členov* uprostred komplexu. Celým územím od Smolnickeho potoka až po Hrelikov potok na J od Prakoviec tiahne sa 20–50 m poloha šedých tufogénnych hornín (klastoporfyroidov) s výraznými jedincami kremeňa a živcov rôznych foriem (až 1 cm) v jemnozrnej hmote. Sú obyčajne výrazne bridličnaté; pozorovať v nich aj vložky jemnozrnných tufitických hornín, ktoré majú charakter piesčitých fylitov.

V Hrelikovom potoku stretávame sa s masívnymi tufmi kremitých porfýrov, ktoré charakterizujú veľké kremene, ale zvlášť živce (až 4 cm veľké); ďalej sú v nich úlomky (2–3 cm) kremencov a bridlíc. V týchto miestach tufy sú doprevádzané horninami celistvého vzhľadu, sivej farby s malými (1 mm) výrastlicami kremeňa a živcov. Majú charakter rýchlo utuhnutých efuzívnych kremitých porfýrov. Je možné, že tufy s veľkými výrastlicami sú v blízkosti vulkanických centier.



Poloha tufových a tufogénnych hornín je napriek malej mocnosti sledovateľná niekoľko km. Na S od Kloptane sú 3 polohy týchto tufogénnych hornín vedľa seba.

Súvrstvie *grafiticko-sericitických fylitov s lapilami* sa nachádza v nadloží flyšového súvrstvia. Grafiticko-sericitické fylity sú jemne až lístkovito bridličnaté. Skoro na celom území je pre ne charakteristická prítomnosť pyroklastického materiálu a úlomky iných hornín v podobe popola, lapil, ba aj vulkanických bômb (ojedinele až 25 cm; pri Helcmanovciach). Zastúpenie pelitickej a pyroklastickej hmoty je menlivé, väčšinou však zjavne prevláda pelitický charakter horniny. Lapily odpovedajú kremencom, lyditom, kremeňu a porfyroidom.

V súvrství sa vyskytujú slabé (1–2 m) polohy doskovitých lyditov, sivých kremenčov a tufitov (iba v oblasti Helcmanoviec a Prakoviec). Lydity sú všade tam, kde sú grafiticko-sericitické fylity. Takáto súvislá, málo mocná (cca 50 cm) poloha sa tiahne od južného okraja Mníška nad Hnilcom až na J k Prakovciam, kde ako najvyššia časť synklinálnej stavby zaberá dosť veľké územie. Stretávame sa s ňou ešte v oblasti Helcmanoviec. Styk grafiticko-sericitického obzoru s flyšovým je pozvoľný, podobne ako s pačanskými vrstvami, lebo v blízkosti styku sú vložky sivozelených fylitov v grafiticko-sericitických fylitoch.

Pri začlenení flyšového súvrstvia a grafiticko-sericitických fylitov s lapilami do stratigrafickej schémy gelnickej série, ako ju podáva S n o p k o (1957) pre západnú časť Spiško-gemerského Rudohoria, stretávame sa s určitými ťažkosťami. Flyšové súvrstvie na základe svojej pozície by bolo možné zaradiť k spodnej časti vlachovských vrstiev, čo podľa O. Fusána by nebolo celkom presvedčivé. Treba však mať na zreteli, že fácie jednotlivých vrstiev, vyčlenených v západnej časti gemeríd, môžu sa v niektorých prípadoch líšiť od facií vo východnej časti. Obzor grafiticko-sericitických fylitov s lapilami, ako nadložný člen flyšového súvrstvia, by odpovedal potom asi vrchnej časti vlachovských vrstiev.

Vyššie ležia *pačanské vrstvy* (S n o p k o 1957), budujúce podstatnú časť územia medzi Mníškom n/Hn. a Prakovcami; najmä oblasť na J od Helcmanoviec umožňuje sledovať ich vrstevný sled a prispieť tak k prehĺbeniu poznania vulkanického súvrstvia gelnickej série vo východnej časti. Nad grafiticko-sericitickými bridlicami a lyditmi (pravdepodobne vrchnej časti vlachovských vrstiev) nasledujú tufy a tufogénne horniny (klastoporfyroidy) zelenej a sivozelenej farby. Hornina je obyčajne výrazne bridličnatá, s nápadne vystupujúcimi jedincami kremeňa a živcov, ktoré „plávajú“ v jemnozrnnej hmote. Charakter týchto hornín je podobný tufom z flyšového súvrstvia, hojný obsah chloritu ich sfarbuje do zelena. Výrastlice v tufogénnych horninách sú miestami prevažne z kremeňa, ktorý má rôzne tvary a veľkosť (až 1 cm), v niektorých typoch prevládajú živce. Hornina je sýto zelená a má už viac-menej charakter tufov bázičkejších hornín.

Hrubozrnne tufy vystriedajú zelenkavé tufitické fylity (iba niekoľko m poloha), ktoré prechádzajú do špinavozelených popolových tufov s vložkami piesčitých chloriticko-sericitických fylitov. Ich laterálnym ekvivalentom sú typické diabázové tufy, ktoré miestami doprevádzajú bridličnaté diabázy (napr. pri západnom ukon-



čení Helcmanoviec); ich výskyty sú zriedkavé, koncentrované na oblasť Helcmanoviec. Celkom ojedinele sa v tomto súvrství našli úlomky fialových fylitov a tenké polohy džespilitových kremencov na veľmi malej smernej dĺžke. Vo vrchnej časti popolových tufov objavuje sa 5–10 m poloha tmavošedých fylitov. Celková mocnosť súvrstvia popolových tufov je asi 30 m.

Po jemnozrnných tufoch nasledujú opäť hrubozrnné typy bázičkejších tufogénnych hornín, obdobné ako v spodnej časti pačanských vrstiev. Tu nachádzame aj pyroklastické členy ako ekvivalent kyslých výlevných hornín, ovšem iba v podradnom množstve. Kremité porfýry tvoria slabú polohu na JZ od Helcmanoviec. Niekde sa však striedajú hrubšie zelené a sivé pásiky (1–2 cm) vulkanického materiálu bázičkih a kyslých hornín, ktoré majú charakter popolových tufov; to poukazuje na spätosť a opakovanie erupcií kyslého a bázičkejšieho magmatického materiálu.

V nadloží bázičkejších pyroklastík je o niečo mohutnejšie (70–100 m) prevažne pelitické súvrstvie, predstavujúce významný horizont pačanských vrstiev. Tvoria ho v podstate zelenkavé chloriticko-sericitické fylity, miestami kremité a sivozelené kremence, tenkodoštičkovité, až bridličnaté, jemnozrnné; obsahujú hojne sekrečného kremeňa. Zriedkavejšie sú v nich tenké polohy tmavých fylitov, ovšem priestorove len málo rozšírené.

Typický predstaviteľ pačanských vrstiev — *vulkanické súvrstvie* je mohutne vyvinuté najmä v strednej časti územia; začína niekoľko metrovou polohou bázičkejších tufov a tufogénnych hornín (klastoporphyroidy), podobne ako v spodnej časti pačanských vrstiev, s bielosivými jemnozrnnými tufmí. JV od Mníška v spodnej časti vulkanického obzoru sú jemnozrnné doskovité diabázy v súvrství kremitých porfýrov a ich pyroklastík. Geofyzikálnymi prácami vymedzili sa tu 3 polohy. Na jednom odkryve V od Mníška n/Hn. sa viackrát striedajú tenké prúdy diabázov s tufmí kremitých porfýrov. V štólňi 1 sú aj tenké neprav. polohy karbonátov.

Vyššie už nasledujú *tufogénne kyslé efuzívne horniny* sivej farby, obyčajne hrubozrnné, silne zbridličnatené, prevládajúce najmä v spodnej časti vulkanogénneho obzoru. Vyskytujú sa v nich aj tenké polohy kremitých porfýrov (5–10 m); vo vrchnej časti však dosahujú už viac desiatok m. Sú sivej farby, obyčajne masívne; porfýrické výrastlice sú obyčajne 2–3 mm veľké. Najvyššiu časť tvoria opäť kyslé tufogénne horniny. Vzájomný pomer kremitých porfýrov a ich pyroklastík je miestne premenlivý, celkove však prevládajú kremité porfýry hlavne JV od Helcmanoviec. Na chrbte južne od Helcmanoviec tvoria 5 polôh v tufogénnom súvrství.

Najvyššie súvrstvie pačanských vrstiev (a teda aj gelnickej série) v našom území tvoria tmavé *chloriticko-sericitické fylity* a *grafiticko-sericitické fylity* v nadloží kremitých porfýrov. Miestami sú páskované a vyznačujú sa nepravidelným kusovitým rozpadom, s hrboľatými a nepravidelnými plochami štiepateľnosti, s hojným sericitom. Hrúbka súvrstvia je 30–50 metrov.

Mocnosť pačanských vrstiev v území medzi Mníškom n/Hn. a Helcmanovcami na pravom brehu Hnilca je 300–400 m.

Takýto vrstevný sled nenachádzame však v celom území. Na niektorých miestach sa už ani pačanské vrstvy v plnom rozsahu nezachovali; neprítomnosť niektorého obzoru treba pripísať účinkom tektoniky, v niektorých prípadoch však môže ísť aj o rudimentárny vývin niektorého obzoru. Napríklad na západnej



strane Hutnej doliny, v nadloží vrchnej časti vlachovských vrstiev nevystupujú hrubozrnné bázickejšie tufy, alebo sa tu vyskytujú len vo veľmi slabej polohe fialové fylity s pásikmi diabázových hornín a hneď nad nimi nasledujú chloriticko-sericitické fylity.

Výskyt vulkanogénnych hornín závisí od vzdialenosti vulkanického centra, jeho charakteru, intenzity a pod. Preto na tej istej stratigrafickej úrovni sú vedľa seba napr. bázickejšie tufogénne horniny a chloriticko-sericitické fylity. O niečo podobného ide aj na našom území v spodnej časti pačanských vrstiev, takže neprítomnosť niektorého člena z popisovaného vrstevného sledu môže byť aj primárna. Naše terajšie poznatky o vulkanickej činnosti vo vrstvách pačanských môžeme zhrnúť takto: Ak flyšové súvrstvie zaradíme k vlachovským vrstvám, môžeme predpokladať, že vulkanická činnosť sa viaže iba na jeden časový interval; jej produktom sú hlavne kyslé pyroklastiká a len ojedinele kremité porfýry, ktoré sa líšia textúrou od porfýrov v nadložných vrstvách.

Z hornín v spodnej časti pačanských vrstiev vidíme, že vulkanickú činnosť reprezentuje podstatne pyroklastický materiál a len málo výlevy diabázov a ešte menej kremitých porfýrov. Na začiatku mal vulkanizmus bázický charakter, resp. začínal bázickejšími diferenciami kyslej magmy, ktoré časove neboli veľmi vzdialené od kyslých extrúzií. Celkove vulkanická činnosť spodnej časti pačanských vrstiev má bázickejší charakter.

Počas sedimentácie súvrstvia chloriticko-sericitických bridlíc nedošlo asi k výraznejšej vulkanickej činnosti. Na báze vrchnej časti pačanských vrstiev vulkanickú činnosť kremitých porfýrov doprevádzali bázickejšie diferencie v podobe výlevov diabázov do súvrstvia pyroklastík (iba na V od Mníška). Potom dochádza už len k výlevom kremitých porfýrov, ktoré sa striedajú so svojimi pyroklastikami.

J. K a m e n i c k ý (1953) a F u s á n — K a n t o r (1954) považujú báziká od Mníška n/Hn za vulkanické členy *rakoveckej (fylito-diabázovej) série*. Teraz časť bázik (doskovité jemnozrnné diabázy) na základe ich spätosti s kyslým vulkanizmom zaraďujeme k pačanským vrstvám. V ich blízkosti sa však vyskytujú aj hrubozrnné gabrodiority, ktoré tvoria telesá žilného charakteru, alebo majú tvar veľkých šošovkovitých telies. Na jednom mieste sme videli, že hrubokryštalické gabrodiority postupne prechádzajú do drobnokryštalických, ktoré majú vzhľad diabázov; na základe toho usudzujeme, že tieto „diabázy“ tvoria iba okrajovú fáciu gabrodioritov (ako dôsledok rýchlejšieho tuhnutia pri okraji telesa) a nepredstavujú výlevný ekvivalent gabrodioritov.

V pačanských vrstvách v oblasti medzi Mníškom n/Hn. a Prakovcami na južnom brehu Hnilca sa teda dajú vymedziť v podstate štyri samostatné obzory (zdola nahor): 1. obzor bázickejších tufogénnych hornín s diabázmi; 2. obzor chloriticko-sericitických fylitov; 3. vulkanogénny obzor kremitých porfýrov; 4. obzor tmavých fylitov.



## Poznámky o tektonike územia

Tektonická stavba popisovaných súvrství tvorí synklinálu, skôr synklinórium smeru zhruba V—Z, ktorého os prebieha od Prakoviec cez severné svahy Hutnej hole k Mníšku n/Hn. Flyšové súvrstvie v najspodnejšej časti synklinály, v najjužnejšej časti (kde je aj najlepšie vyvinuté) je zvrásnené, ovšem bez zreteľnejších prvkov, poukazujúcich na synklinálnu stavbu. Vo vrchnej časti je južné krídlo synklinály už celkom zrejme. Severné krídlo naznačuje jednak výskyt flyšového súvrstvia pri Prakovciach, jednak štruktúrne prvky. Synklinálnu stavbu výraznejšie znázorňuje najvyšší obzor vlachovských vrstiev, ktorý lemuje vrstvy pačanské z oboch strán, pričom pri Prakovciach — ako najvyšší synklinálny element — je dosť hojne rozšírený v porovnaní s výskytmi na krídlach synklinály. Štruktúry vlastných pačanských vrstiev potvrdzujú ich synklinálnu stavbu, tvoriac jej najvrchnejšie časti. Severné krídlo synklinály sa vyvinulo na severnej strane doliny Hnilca, takže naše územie tvorí skôr iba časť (krídlo) synklinály. Výskyt vrchnej časti vlachovských vrstiev pri Prakovciach, Helcmanovciach a S od Mníška n/Hn. v antiklinálnych častiach veľkých (niekoľko desiatok metrov) vrás, prebiehajúcich paralelne vedľa seba, ako aj silne zvrásnené flyšové súvrstvie (najmä v zárezoch doliny J od Prakoviec) hovoria o silnom zvrásnení gelnickej série v tejto oblasti.

Miestami krídla vrás sú vytiahnuté, alebo v tých miestach sú poruchové línie, ktoré môžu mať aj charakter významnejších smerných tektonických línií. Preto tektonickú stavbu územia treba chápať skôr ako vrásovú, kombinovanú s prešmykmi. Severná vergencia vrás silne prevláda v celom území. Úklon *b*-osi vrás až po Zimnú dolinu je mierny k Z, východne od Zimnej doliny už k V. To znamená, že synklinála sa mohutne vyvinula pri Mníšku n/Hn. V okolí Prakoviec tvorí osovú eleváciu a odtiaľ na obe strany (na V a Z) sa ponára; potvrdzuje to aj výskyt vyšších stratigrafických horizontov v jej depresných častiach (oproti elevačnej).

## Poznámky o zrudnení

Oblasť charakterizujú 3 typy zrudnenia: 1. siderit-sulfidické; 2. kremeň — sulfidické; 3. zrudnenie Cu-Pb-Zn, S (impregnačné). *Prvý typ* sa vyvinul na žile Jašterica a podobá sa žilám Jedlovca (Fichtenhübel). Tektonická línia, na ktorej vystupuje, je dosť dlhá; žila prebieha vo flyšovom súvrství. Podľa starých banských prác a archívneho materiálu usudzujeme, že zrudnenie má charakter rudných stĺpov. *Kremeň-sulfidické zrudnenie* sa vyskytuje sporadicky a má nepravidelný, šošovkovitý vývin, bez väčšieho praktického významu. Tvoria ho minerály: kremeň, arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, menej karbonáty.

Závažnejší je *impregnačný typ*, ktorý môžeme považovať za analogický so smolnickým. Typický „impregnačný“ (vtrúsený) charakter má iba pyritové zrudnenie v chloriticko-sericitických fylitoch; viaže sa na najvyššiu časť bridličnatého obzoru



pačanských vrstiev, resp. na spodnú časť obzoru kremitých porfýrov. Geneticky sa toto zrudnenie najskôr viaže na bázický vulkanizmus diabázov v pačanských vrstvách (často obsahujú zrná magnetitu a pyritu — teda sú primárne syngenetické).

Zrudnenie Cu-Pb-Zn, ktoré sa vyskytuje spolu s pyritovým zrudnením, i bez neho, má buď impregnačný charakter, alebo tvorí tenké žilky z galenitu, sfaleritu, chalkopyritu, pyritu, arzenopyritu, kremeňa, ojedinelé sú zrnká karbonátov. V okolí tektonických línií pozorujeme ich lokálne nahromadenie už v podobe liatych sulfidov; inde je hornina druhotne silne prekremenená a impregnovaná najmä chalkopyritom. Najčastejšie sú však tenké žilky, ktoré pretínajú aj bridličnatosť, a tým stanovujú relatívny vek zrudnenia vzhľadom k hlavnej bridličnatosti. Celkom ojedinele sa nájdu spolu so zrudnením Cu-Pb-Zn aj *turmalíny*. Toto zrudnenie predstavuje mladšiu hydrotermálnu fázu, ktorej vekové zaradenie zatiaľ bližšie nepoznáme. Prekremenenie a zrudnenie chalkopyritom okolo tektonických línií v kremitých porfýroch pačanských vrstiev i v dioritoch mladších ako gelnická séria (lom S od Helcmanoviec) hovorí, že zrudnenie Cu-Pb-Zn môže patriť k tým procesom, ktoré podmienili vznik hydrotermálnych ložísk SGR. V tomto smere je nápadné vystupovanie kremeň-sulfidickej žily v podloží impregnačného horizontu v doline JZ od Prakoviec.

Nápadné je vystupovanie impregnačného zrudnenia (pyritové) v tesnej blízkosti kremitých porfýrov, resp. v ich podloží. Ak toto zrudnenie pokladáme za primárne syngenetické, viazané na bázický vulkanizmus, potom tu nejde o náhodnosť; vulkanizmus kremitých porfýrov totiž v tejto oblasti spočiatku doprevádzali bázické diferenciáty, ktoré mohli byť zdrojom pyritového zrudnenia. Tento poznatok môže slúžiť ako určité vodidlo pre lokálne vyhľadávanie zrudnenia tohto typu. Nemôže sa však zovšeobecniť, lebo ani báziká v pačanských vrstvách nemajú zákonité vystupovanie.

Doterajšie pozorovania ukazujú, že zrudnenie Cu-Pb-Zn sa koncentruje hlavne okolo tektonických línií a súčasne aj v antiklinálnych častiach vrás. Vzájomný vzťah oboch štruktúr nie je zatiaľ známy. Keďže pyritové i Cu-Pb-Zn zrudnenie sa vyskytuje v jednom pásme, treba tu predpokladať významnejšiu poruchovú zónu, viackrát oživovanú, ktorá slúžila za prívodné cesty pre magmatogénne výlevy (s bohatým obsahom Fe) do sedimentačnej panvy (pyritové zrudnenie) a neskôr potom pre hydrotermálne roztoky (Cu-Pb-Zn zrudnenie).

V popisovanom území sa stretávame aj s turmalinizáciou. Východne od Mníška n/Hn. v oblasti bázik sa našli veľké kusy hornín, ktoré predstavujú tektonickú brekciu hojenú turmalínom, pričom úlomky porfyroidov a fylitov (už s výraznou bridličnatosťou) sú tiež impregnované kryštálkami turmalínu. Inde sa našli kusy turmalínu s chloritom a žilný kremeň s turmalínom. Turmalín sa vyskytuje aj na stenách puklín kremitých porfýrov, resp. u diabázových tufov s výraznou bridličnatosťou, cez ktorú ihličky turmalínu prerážajú bez makroskopického porušenia



(podobne je to aj u tektonickej brekcie). Turmalinizácia je teda mladšia než hlavná fáza zbridičnatenia, teda asi alpínska a asi sa viaže na gemeridné granity.

Uvedené typy zrudnenia sú viazané na štruktúry V—Z smeru, na SSZ—JJV smer (*ac-pukliny*) sa viažu výskyty hydrotermálneho kremeňa v okolí Mníška.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpat I, Bratislava. — [2] Fusán O., 1954: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti SGR. Geol. práce, Zprávy 1; Bratislava. — [3] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemerid. Geol. práce, Zošit 46; Bratislava. — [4] Fusán O. — Kantor J., 1954: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár. Geol. práce, Zprávy 1; Bratislava. — [5] Fusán O. — Máška M., 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 7; Bratislava. — [6] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2; Bratislava. — [7] Chmelík J. — Snopko L., 1961: Vulkanizmus kremitých porfýrov a ich stratigrafické postavenie v západnej časti gelnickej série SGR. Geol. práce, Zprávy 21; Bratislava. — [8] Ilavský J., 1956: Geológia a genéza pyritového ložiska Smolník. Geol. práce, Zprávy 8; Bratislava. — [9] Ilavský J., 1956: Predbežné výsledky detailného geologického mapovania okolia Smolníka. Geol. práce, Zprávy 8; Bratislava. — [10] Ivanov M., 1950: Bázický vulkanizmus gelnickej série v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 19; Bratislava. — [11] Kamenický J., 1952: Predbežná zpráva o petrografickom štúdiu uhorňanskej a drnavskej série širšieho okolia Helcmanoviec—Prakoviec. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Kamenický J., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Rukopis; Geofond Bratislava. — [13] Kamenický J., 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemerid. Geol. práce, Zprávy 1; Bratislava. — [14] Klínek A., 1958: Predbežná zpráva o mapovaní centrálnej časti gemerid medzi Smolníkom a Drnavou. Geol. práce, Zprávy 13; Bratislava. — [15] Klínek A., 1959: Stavba centrálnej časti gemerid. Geol. práce, Zošit 56; Bratislava. — [16] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. práce, Zprávy 11; Bratislava.

PAVOL GRECULA

#### SCHEMA DER GEOLOGISCH-STRUKTURELLEN UND LAGERSTÄTTEN- VERHÄLTNISSE DES GEBIETES ZWISCHEN MNÍŠEK N/HN. UND PRAKOVCE

Im Gebiete zwischen Mníšek n/Hr. und Prakovce wurden zum Zwecke der Suche nach Erzen und Kartierungsarbeiten durchgeführt

Das unterste stratigraphische Glied in diesem Gebiet ist eine Flysch-Schichtfolge, die eine untypische Entwicklung des unteren Teiles der *Vlachovo-Schichten* (Snopko 1957) darstellen könnte, zu welchem wir seltene Vorkommen von tufogenen Gesteinen und Quarzporphyren zuordnen. Die Schichtfolge ist stark gefaltet. Über dieser lagern graphitisch-serizitische Phyllite mit Lapillen von Quarziten, Lyditen und pyroklastischem Material, die etwa dem Oberteil der *Vlachovo-Schichten* entsprechen.

Die *Pača-Schichten* als höheres stratigraphisches Glied sind in unserem Gebiet von unten nach oben in vier Horizonte zu gliedern: 1. Horizont der basischeren tufogenen Gesteine mit



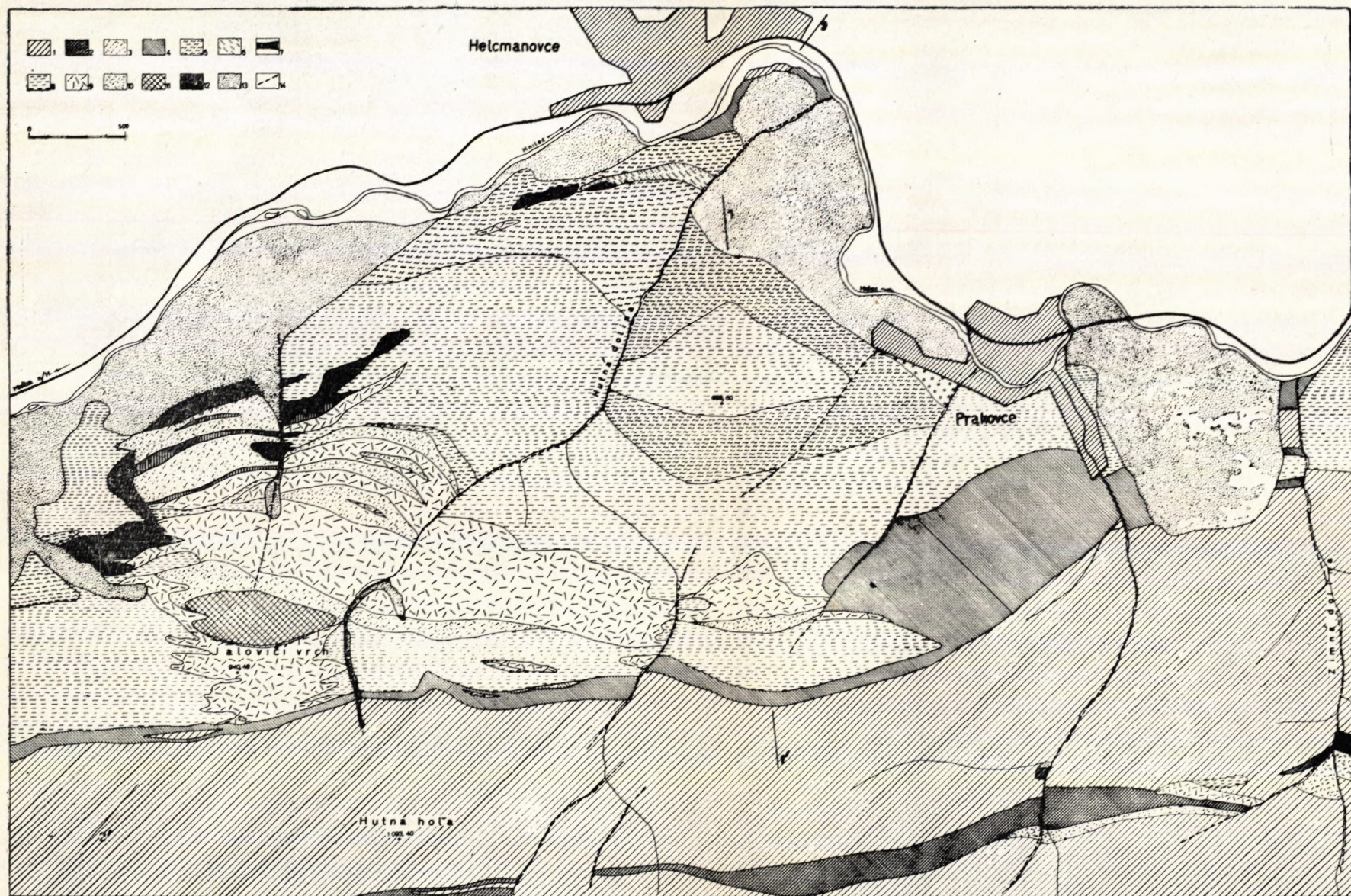
Diabasen; 2. Horizont der chloritisch-serizitischen Phylliten; 3. Vulkanogener Horizont der Quarzporphyre; 4. Horizont der dunklen Phyllite. Ausser Diabasen, die gleichzeitig mit dem Vulkanismus der Quarzporphyre SE von Mníšek n/Hn. sind, treten auch Körper von Gabbrodioriten auf, die zum Rande des Körpers in feinkörnige Varietäten übergehen. Diese Basika scheinen jünger als die Gesteine der Gelnica-Seria zu sein.

Der geologische Bau ist in Form eines E-W-Synklinorium entwickelt, das den grössten Umfang bei Mníšek n/Hn. hat; bei Prakovce geht es in eine Achsen-Elevation über.



Schematická geologická mapa územia medzi Mníškom n/Hr. a Prakovcami

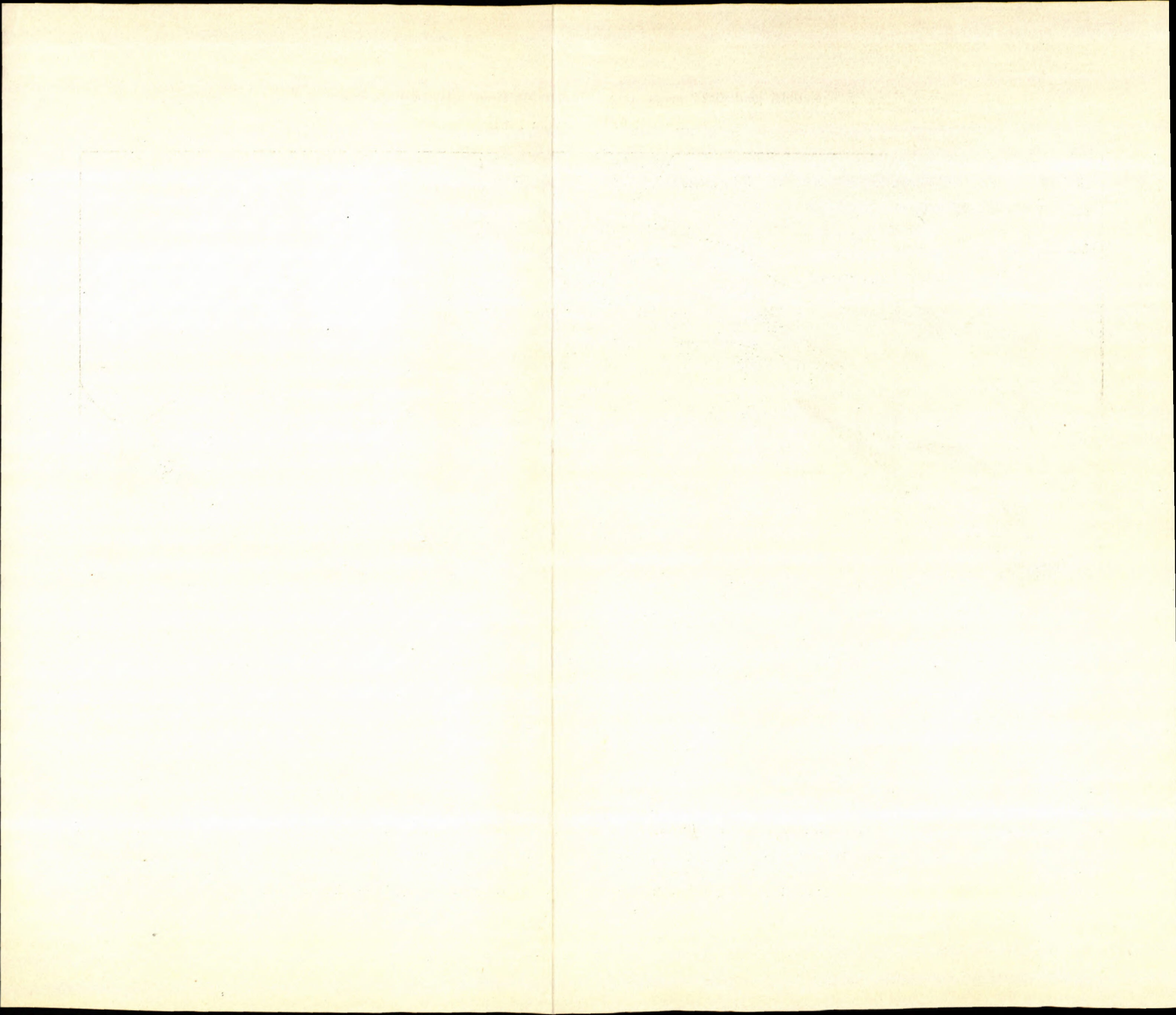
Zostavil P. Grečula 1961



1 — flyšové súvrstvie; 2 — šedé tufogénne horniny vo flyšovom súvrství; 3 — kemité porfýry vo flyšovom súvrství; 4 — obzor sericitických fylitov s lapilami; 5 — bázickejšie tufogénne horniny; 6 — popolové tufy bázických hornín; 7 —

diabázy pačanských vrstiev; 8 — chloriticko-sericitické fylity; 9 — kemité porfýry; 10 — tufogénne kyslé horniny; 11 — tmavé fylity; 12 — gabrodiority; 13 — svahové sutiny, hliny, štrky; 14 — tektonické línie.







A. ABONYI—J. BEŇO—T. FURIEL

## GEOLOGICKÉ POMERY METASOMATICKÉHO LOŽISKA SIDERITU V NIŽNEJ SLANEJ

V strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria je súvislý ťah organogénnych sedimentov, známy v literatúre ako „ankeritový pás Hanková—Volovec“ s priebehom od obce Hanková smerom na V až po pohorie Volovca. V tomto súvrství sa vyskytujú početné nesúvislé telesá karbonátov, ktoré sa pri metasomatických procesoch zmenili na ankerit až siderit. Z hľadiska rudných zásob najproduktívnejšia časť tohto ťahu je v okolí Nižnej Slanej, kde sú ložiská metasomatického sideritu Manó, Ignác a Gampel. Začiatok banskej činnosti na Fe ložiskách v tejto oblasti nedá sa presne určiť, keďže sa kutalo v širšom okolí aj na farebné kovy. V súčasnosti rudné šošovky Ignác a Gampel sú skoro vyčerpané. Ťažba i prieskum prebieha na ložisku Manó. Geologický prieskum od roku 1956 pracuje na riešení ložiskových pomerov mimo dobývacieho poľa.

### Hlavné geologické črty územia

Ak odhliadneme od geologických prác staršieho dáta spred vojny, môžeme sa pri popise geologických pomerov územia opierať najmä o práce Fusána, Mášku a Snopka. Niekoľkoročné výsledky výskumov v okolí Nižnej Slanej najúplnejšie podáva Snopko (1957), podľa ktorého útvary gelnickej série, ktoré prevažne budujú okolie Nižnej Slanej, možno zaradiť do troch oddielov: 1. spodného, reprezentovaného detritickými členmi s rytmickou sedimentáciou; 2. stredného, reprezentovaného flyšovým súvrstvím fylitov a porfyroidov; 3. vrchného (alebo „organogénneho“), reprezentovaného grafitickými fylitmi, lyditmi, vápencami, diabázovými tufmi a diabázmi.

Predpokladá sa (Fusán—Máška—Zoubek 1954), že vrchný oddiel reprezentuje hlbokomorský vývin s maximálnou mocnosťou týchto vrstiev 100 až 150 m. Fusán (1956) a Snopko (1957) predpokladajú, že organogénne



súvrstvie tvorí úzke synklinálne pásy, zvrásnené do staršieho podkladu. Nové prieskumné práce a výsledky geologického mapovania priviedli nás k niektorým odlišným názorom na stratigrafiu i tektoniku gelnickej série v tomto rajóne.

Územie budujú prevažne horniny gelnickej série — sedimentárneho a vulkanického pôvodu. Sedimentárneho pôvodu sú rôzne fylity, kremence, vápence a lydity. Vulkanického pôvodu sú porfyroidy, t. j. široká škála premenených hornín, geneticky viazaných na výlevy kremítych porfýrov. Celý tento komplex hornín je dnes silne zmenený epizonálnou metamorfózou, dynamometamorfózou a hydrotermálnymi procesmi. Detritické členy a porfyroidy tvoria polohy, resp. pásy, ktoré sa vzájomne striedajú, pričom sa často mení mocnosť, smer a úklon vrstiev.

Na skúmanom území je viac pásov, ktorých priebeh a charakter sa sledoval podľa daných možností. Sú to: 1. tzv. „hlavný pás“ medzi Hankovou a Súľovským potokom; 2. veľmi dôležitý pás je tzv. „pás ložiska Manó“, sledoval sa od Kobeliarova až ku Veľkej Polome; 3. tzv. „pás Trojice“, ktorého začiatok je na Z od obce Nižná Slaná na JV svahu Skalica a pokračuje pod obcou Nižná Slaná k Henkoviciam, kde sa postupne stráca v porfyroidoch; 4. tzv. „betliarsky pás“ na severnom svahu Tureckej.

Tieto pásy budujú prevažne fylity, najmä grafiticko-sericitické, grafitické, kremence, lydity a karbonáty. Jednotlivé pásy sú oddelené od seba mocnými polohami porfyroidov, majú generálny smer V—Z s menšími odchýlkami a flexúrami. Úklony pásov sú mierne (okolo 30°), prevažne na juh. Vzájomný vzťah fylitov a porfyroidov je menlivý, vo väčšine prípadov je však medzi nimi mierny prechod cez tufitické a tufové členy.

Výsledky vrtných prác ukazujú, že uprostred fylitového komplexu sú aj značné polohy porfyroidov, ktoré sa zubovito vykliňujú do okolných fylitov. Podobne sa chovajú porfyroidy a fylity v smernom aj v hĺbkovom pokračovaní. Tento zjav je typický práve v páse Manó, v jeho východnej časti a po úklone pod kobeliarskym potokom. Tieto výsledky ukazujú, že tzv. „organogénne“ súvrstvie s grafitickými fylitmi a karbonátmi nie je najvrchnejším samostatným oddielom, ale je len odlišným sedimentom uprostred tufitov, tufov a porfyroidov, do ktorých prechádza mierne vertikálne aj laterálne. Z toho ďalej vyplýva, že „organogénne súvrstvie“ nie je úzkou, zvrásnenou synklinálou, ale normálnou sedimentárnou polohou v komplexe porfyroidov a fylitov, uklonenom s nimi súhlasne. Mocnosť tzv. „organogénneho súvrstvia“ je oveľa väčšia, ako sa predpokladalo a dosahuje až 600 m. V tomto súvrství je niekoľko horizontov s karbonátmi, lyditmi a grafitickými fylitmi. Z toho vyplýva: Nie je opodstatnené vyčlenenie „organogénneho“ súvrstvia ako samostatného stratigrafického oddielu, lebo v skutočnosti ide iba o odlišné sedimenty porfyroidového komplexu. Oveľa správnejšie je rozčlenenie gelnickej série v tomto území na dva oddiely a to: na *spodný (prevažne detritický)* a *vrchný (prevažne porfyroidový)* s polohami organogénnych sedimentov. To je v určitom zmysle relatívny návrat ku K u t h a n o v m u (1950) chápaniu a vy-



stihuje problémy, nadhodené už skôr I l a v s k ý m (1953). Ukazuje sa, že je správnejšie vysvetľovať stavbu územia ležatými vrásami na S izoklinálne kombinovanými so slabými prešmykmi. Tieto pomery platia na území širšieho okolia Nižnej Slanej. Na vzdialenejších územiach sa zatiaľ neoverili.

### Geologické pomery ložiska

Ložisko je súčasťou organogénneho súvrstvia fylitov, označovaného ako pás ložiska Manó. Podložie pásu tvoria porfyroidy, ktoré ho oddeľujú od hlavného pásu. Porfyroidy prechádzajú smerom do nadložia mierne do fylitov. Mocnosť prechodnej zóny je až sto metrov; striedajú sa tu efuzívne a sedimentárne členy. Miestami je styk vplyvom dynamometamorfózy ostrý a je vyvinutá len niekoľko-metrová poloha tzv. podložných fylitov. Ďalším členom súvrstvia je karbonátová poloha, vyvinutá v tesnom nadloží fylitov. Na povrch vychádza vo forme pretiahnutej šošovky S od kóty 617 (Rimberg). Smerom na JV a Z sa karbonátová poloha ponára do hĺbky a postupne sa stráca vo fylitoch, ktoré majú ďalej len vápnitú prímes v rozptýlenej forme. Smerná dĺžka karbonátovej polohy je asi 2,8 km, po úklone 1,2 km. Mocnosť v blízkosti povrchu je 5--20 m, smerom do hĺbky karbonátové teleso sa rozvetvuje do max. hĺbky 150 m. V nadloží karbonátov, čiastočne aj medzi jednotlivými telesami, vystupujú grafitické fylity s tenkými vložkami čiernych lydítov, ktoré mierne prechádzajú do sericitických fylitov, rôzne pigmentovaných grafitom.

V nadložnom komplexe sú aj efuzívne členy, dokazujúce obnovenie vulkanickej činnosti počas sedimentácie. Sedimentárne súvrstvie uzavierajú nadložné porfyroidy, ktoré sú na južnom svahu Rimberga miestami erodované. Pod nadložnými porfyroidmi je známa súvislá poloha grafitických fylitov so šošovkami vápenca a ankeritu, v ojedinelých prípadoch aj sideritu.

Z hľadiska petrografického môžeme rozdeliť horniny pruhu Manó takto: a) *sedimentárne členy*: sericitické fylity, grafiticko-sericitické fylity, sericiticko-grafitické fylity, vápnité fylity, lydity, vápenca; b) *vulkanické členy*: porfyroidy a ich tufy, porfyroidové tufy.

*Sericitické fylity* tvoria menšie vložky v grafiticko-sericitických fylitoch a na styku porfyroidov s fylitmi. Sú zelenkavej farby s výraznou bridličnatosťou a s hodvábnym leskom. Lokálne sú prekremenené. Mikroskopicky majú mikrogranolepidoblastickú štruktúru s ojedinelými porfyroblastami chloritoidu. Tvoria ich skoro výlučne jemné šupinky a ihlice sericitu. Kalcit a ankerit pozorujeme vo forme nepravidelne obmedzených zŕn.

*Grafiticko-sericitické fylity* sú makroskopicky tmavošedé až šedočierne s fialkastým nádychom a nejasnou lineáciou. Lomná plocha kolmo na bridličnatosť je ostrá, nepravidelná. Mikroskopicky má hornina porfyroblastickú štruktúru s mikrolepidogranoblastickou základnou tkaňou. Porfyroblasty tvorí chloritoid; základná tkaň sa skladá z kremeňa, albitu, sericitu, grafitu a chloritu; lokálne porfyroblasty tvorí porfyroid, slabo pleochroický (chemické zloženie horniny je na tab. 1, vzorka 2).



Tabuľka 1.

	Vzorka 1 NS-53	Vzorka 2 NS-50	Vzorka 3 VS-53	Vzorka 4 NS-22
FeO	4,38	4,36	2,26	41,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,92	1,29	1,52	1,25
MnO	0,14	0,16	0,065	3,02
SiO <sub>2</sub>	58,71	64,76	66,17	9,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	17,65	15,67	0,76
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,71	0,86	0,37
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	st	st	st	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	st	0,09	0,09
CaO	2,72	0,78	2,38	2,28
MgO	2,56	1,27	2,73	7,75
K <sub>2</sub> O	2,21	1,51	2,73	0,72
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,58	2,38	1,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,03	0,074	0,04
Cu	0,006	0,002	0,002	0,001
Co	0,005	st	0,001	—
Ni	0,012	0,002	st	0,003
Zn	—	0,002	—	st
S	1,89	0,13	0,12	0,81
BaSO <sub>4</sub>	—	0,10	st	st
str. pál.	8,75	5,64	2,89	30,27
Spolu.	99,96	99,98	99,91	99,99

*Sericiticko-grafitické fylity* sú spojené s predchádzajúcou skupinou miernymi prechodmi a vyznačujú sa najmä väčším obsahom grafitu. Makroskopicky sú tmavošedé až šedočierne s výraznou bridličnatosťou. Mikroskopické vlastnosti sú podobné ako u grafiticko-sericitických fylitov; líšia sa iba tým, že obsahujú viac pigmentu v základnej hmote (chemické zloženie je na tab. 1, vzorka 3).

*Vápnité fylity* majú väčší podiel kalcitu. Mikroskopicky tvorí grafit v hornine hojné lepidoblasty orientované paralelne s bridličnatosťou. Tvorí pásy, v ktorých je vedľa grafitu i relatívne viac sericitu než v páscch karbonátových, ktoré majú hrubšie zrno a vznikali pravdepodobne na mieste pôvodne kremeň-sericitovej časti základnej hmoty grafitickej bridlice.

*Lydity* makroskopicky sú čierne, veľmi kompaktné, bez bridličnatosti. Obsahujú hojné zhluky pyritu, lámu sa nepravidelne v ostrých kusoch. Mikroskopicky majú mikrogranolepidoblastickú štruktúru a bridličnatú textúru. Obsahujú ca 40 % grafitu a o niečo menej kremeňa. Grafit tvorí pásy oddelené od seba pásmi kremenných zrn.

*Vápence* čisté sú zriedkavé; najčastejšie sú znečistené grafitickou a chloritickou prímiesou, sú kompaktné s páskovitou textúrou. Mikroskopicky majú xenoblastickú a mikrogranolepidoblastickú štruktúru a paralelnú textúru.

*Vulkanické členy* reprezentujú porfyroidy a ich tufy. Porfyroidy makroskopicky sú horniny prevažne zelenošedej farby, značne bridličnaté. Mikroskopicky majú blastoporfyrickú štruktúru s lepidoblastickou až mikrogranolepidoblastickou základnou ikaňou, textúra je bridličnatá. Obsahujú zvyše zvyšky sericitizovaného pertitického ortoklasu a novoutvorené zrnká xenoblastického albitu. Základná hmota skladá sa zo zrn kremeňa, šupeniak sericitu, pertitického ortoklasu, akcesricky pozorujeme zirkón a pyrit (chemické zloženie horniny je na tab. 1, vzorka 1)



Sedimentácia karbonátov bola viackrát prerušená a tak vznikli samostatné, od seba oddelené polohy. Možno predpokladať, že nepravidelnosť jednotlivých karbonátových telies je už od ich vzniku na základe existencie jednotlivých útesov korálových. Metasomatické zrudnenie na ložisku Manó sa vyvinulo vo forme rudného stĺpa, ktorý klesá od východu ložiska na povrch do hĺbky smerom na J—JV.

Mocnosť organogénnych sedimentov sa smerom do hĺbky zväčšuje až na 100 až 150 m, u karbonátových polôh kolíše od 5—70 m. Predrudná a intermineralizačná tektonika, ktorá otvorila cestu rudným roztokom, spôsobila pravdepodobne len malú deformáciu karbonátov. Systém prírodných kanálov nemožno nateraz zrekonštruovať; zrejme tu však nejde o väčší prírodný kanál, ale rudné roztoky prichádzali systémom menších puklín.

Mocnosť sideritového zrudnenia v karbonátových polohách značne kolíše (max. do 50 m) a na krátke vzdialenosti sa rozvetvuje na viac menších polôh, alebo sa mocnosť rapidne redukuje na niekoľko metrov. Často niektorá poloha sideritu na dĺžku do 100 m úplne vyklíňuje alebo prechádza v ankerit. Smer a úklon ložiska je premenlivý. Okolo východu na povrchu a v ťažobnom priestore ložisko má JV smer s úklonom 40—45° na JZ. Vo východnej časti sa postupne ohýba na J s úklonom 25—35° na Z. Smerom do hĺbky sa úklon ložiska postupne znižuje.

### Tektonika ložiska

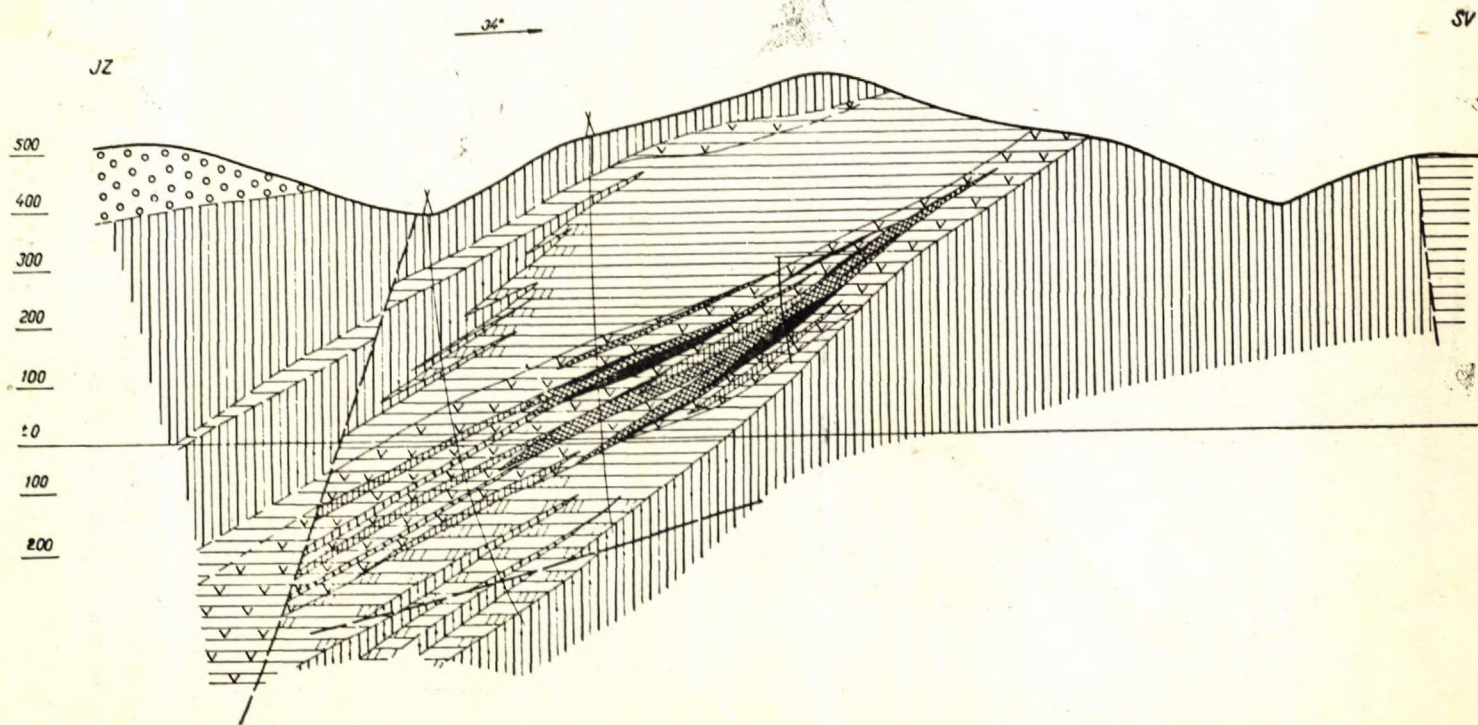
Tektonický charakter ložiska i okolia je veľmi pestrý a zložitý. Dnešná geologická stavba územia je výsledkom viacerých orogénov, ktoré sa prejavili vrásnením, presunmi a metamorfózou jednotlivých útvarov. Najintenzívnejšie bolo vrásnenie predkarbónskych útvarov, patriace do hercýnskeho orogénu. Jeho vplyvom poklesol priestor, v ktorom boli sedimenty a vulkanity gelnickej série. Takto sa z týchto hornín vytvorili vrásy rôzneho typu — od symetrických až po ležaté. Pôvodný charakter týchto vrás však zotrel neskoršie orogenetické pochody. Typickým zjavom tohto procesu je disharmonické zvrásnenie, ktoré postihlo súvrstvie striedajúcich sa porfyroidov a fylitov. Kým porfyroidy sa pod vplyvom tlakov len jemne ohýbali a zvlňili, vo fylitoch, uzavretých medzi dvoma vrstvami porfyroidov, vznikli intenzívne mikrovrásy, v ktorých sú hojné sedlovité kremenné žily sekrečného, prípadne hydrotermálneho pôvodu. Táto fáza vrásnenia sa odohrala približne pred stredným karbónom a bola doprevádzaná epizonálnou metamorfózou útvarov staršieho paleozoika, vynorením zvrásneného komplexu a jeho čiastočnou denudáciou.

Územie okolia ložiska postihli poruchy prešmykového a poklesového charakteru. Hlavnou poruchou okolia ložiska Manó je mohutná tektonická línia S—J smeru na pravom brehu rieky Slanej medzi Gočovom a Nižnou Slanou a ďalej smerom na Henckovce, kde sa stráca na priečných poruchách menšieho rozsahu. Úklon tejto poruchy je pomerne plytký (30°) na Z; zdá sa, že má prešmykový charakter.



Geologické rezy ložiskom Nižná Slaná

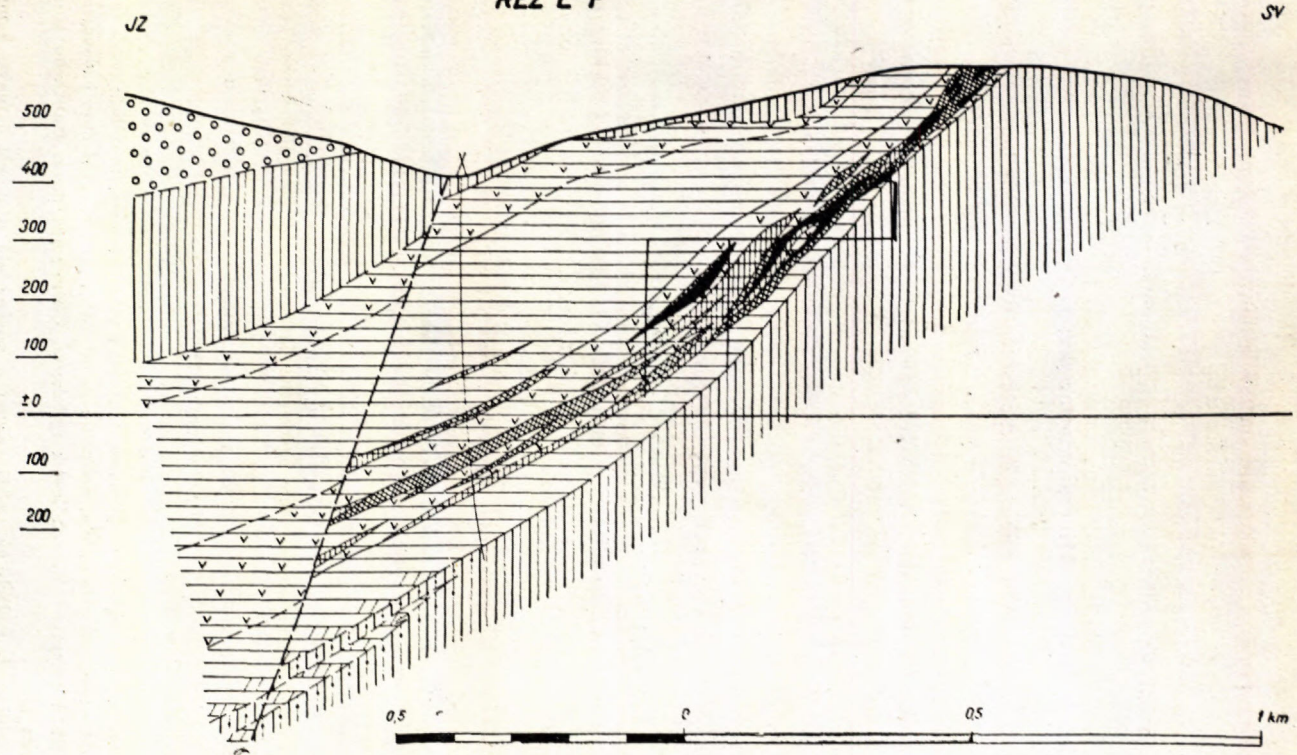
REZ C-D





# REZ E-F

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14



1 — sutina; 2 — vápence, bridlice (spodný trias); 3 — vápence; 4 — kremité zlepence (karbón); 5 — porfyroidy; 6 — tufy kremitých porfýrov; 7 — tufity; 8 — grafiticko-sericitické fylity; 9 — sericiticko-grafitické fylity a lydity; 10 — vápence; 11 — ankerity; 12 — siderity; 13 — geologické hranice overené, resp. predpokladané; 14 — zlomy.



Ďalšou poruchou je tzv. „kobeliarovský zlom“ začínajúci tesne pred obcou Nižná Slaná na prúdejšej poruche; pokračuje na SZ južne od Nižnej Slanej údolím Kobeliarovského potoka. Smer úklonu poruchy (50–60°) je J až JZ. Ďalšie početné menšie zlomy sú viazané obyčajne na veľké poruchy a drobia veľké bloky. Výsledkom týchto porúch bolo členenie územia na menšie tektonické jednotky.

### Mineralógia ložiska

V našej literatúre prevláda názor, že metasomatické ložiská majú minerálnu výplň monotónnu. Pomerly na ložisku Manó ukazujú, že tento názor treba opraviť v tom zmysle, že prítomnosť nekarbonátových minerálov na metasomatickom ložisku nie je taká očividná ako na žilných, ale aj tu sú prítomné skoro všetky minerály žilných ložísk v menšom, alebo vo väčšom množstve. Rozdiel je v tom, že nekarbonátové minerály sú zvyčajne iba v určitom úseku ložiska a často vytvárajú hniezda v okolných karbonátoch. Príčina takéhoto rozloženia nie je celkom jasná; azda by mohlo ísť o selektívne zatlačanie. Ak sú totiž sulfidy mladšie ako karbonáty, ich zatlačovanie samozrejme smeruje k zónam alebo častiam ľahšej rozpustnosti, t. j. k zvyškom vápencových ostrovov v okolných ankeritových a sideritových masách.

Z hľadiska paragenetického najhojnejšie sú rôzne karbonáty, zriedkavejšie sulfidy, vzácne kysličníky a ako akcesórie sulfosoli. Oxydačnú zónu charakterizujú prevažne kysličníky, fosforečnany, sírany a iné minerály, ktoré vznikli z primárnych minerálov.

*Kalcit* je pôvodným a najrozšírenejším minerálom karbonátovej polohy, v ktorej sú rudné pne a hniezda nepravidelného tvaru. Pôvodný vápenc bol pomerne čistý s nepatrným obsahom MgO (2–3 %); jeho zvyšky tvoria nepravidelné polohy alebo pne medzi sideritom a ankeritom.

*Ankerit* je hlavným sprievodcom sideritu; býva väčšinou jemnokryštalický, šedý alebo biely, so zachovancu textúrou pôvodnej vrstevnatosti. Koncentruje sa viac na stred karbonátovej polohy, kým siderit prevažuje blízko podložia a nadložia.

*Siderit* vystupuje na ložisku v rôznych formách a s rôznym chemizmom. Základnou masou sú drobnokryštalické celistvé agregáty šedej alebo šedočiernej farby s grafitickým pigmentom. Textúra tohto typu je všesmerne zrnitá, obsah Fe okolo 35 %. Ďalším typom sú páskované siderity s rytmickou stavbou, ktorú H a n u š (1958) vysvetľuje antipolárnym zatlačovaním pôvodného karbonátu pozdĺž primárnych plôch lepšej schopnosti. Tento typ je zriedkavejší a dosť nebadane prechádza do predchádzajúceho typu.

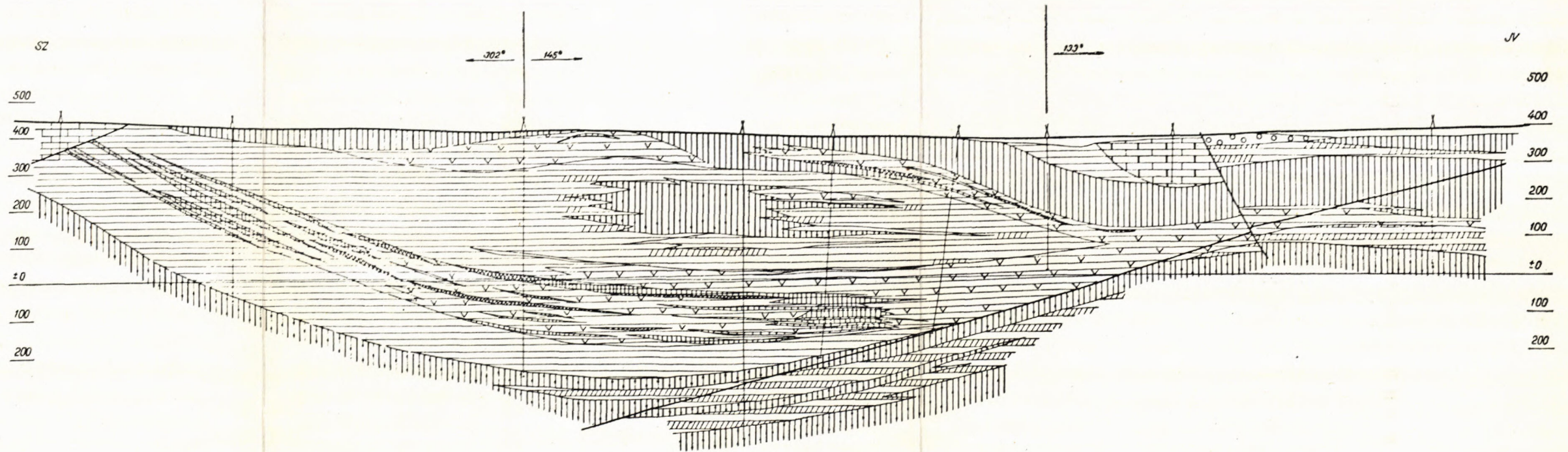
Osobitný typ sideritu predstavujú hrubozrnné žlté sideritové žilky, alebo polohy v okolnej šedej mase, obsahujúce väčšie množstvo kremeňa a akoby pretínali naprieč pôvodnú vrstevnatosť. Mocnosť žltého sideritu je tiež premenlivá, pohybuje sa od metra do cm. Vzhľadom i chemizmom sa podobá sideritom z ostatných žilných ložísk rudohoria. Chemizmus metasomatického sideritu je na tab. 1 (vzorka 4).

*Kysličníky* v primárnych rudách sú veľmi vzácne a predstavujú ojedinelé šupinky hematitu a fialkaste zrnká rutilu.

*Sulfidy* zastupuje najmä pyrit, ktorý miestami vytvára rozsiahle impregnácie, alebo je koncentrovaný do menších hniezd.

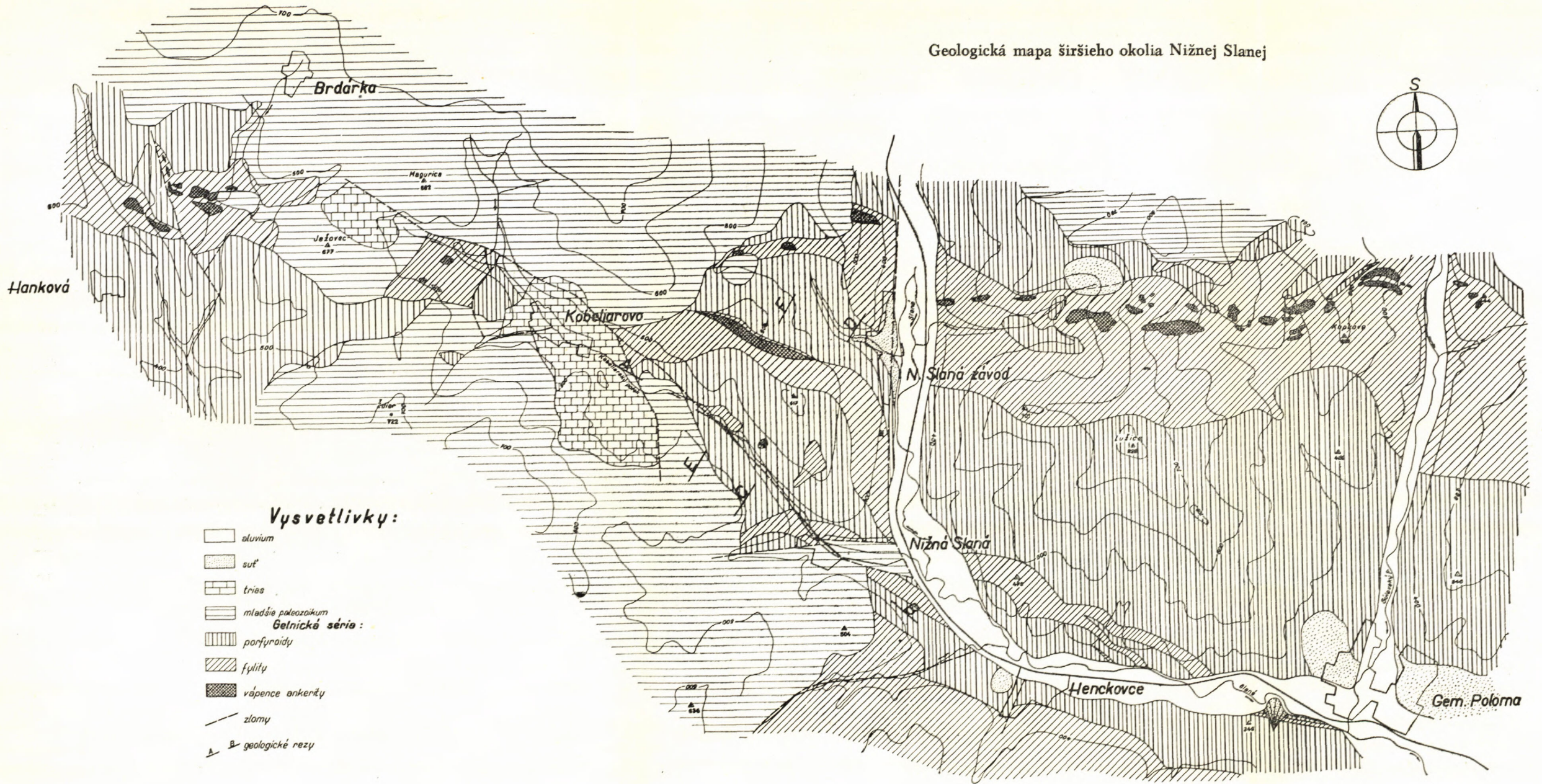


Geol. rez ložiskom Nižná Slaná  
**REZ A-B**





Geologická mapa širšieho okolia Nížnej Slanej



Vysvetlivky:

- aluvium
- sut'
- trias
- mladšie paleozoikum
- Gelnická séria :**
- porfyroidy
- fylity
- vápenca ankerky
- zlomy
- geologické rezy





*Galenit* sa hojne vyskytoval na vrchnejších obzoroch, dnes zavalených. Väčšinou išlo o vtúseniny, alebo menšie hniezda veľkosti pásty v okolitých karbonátoch. Je hrubozrnný, monominerálny, bez cudzích prímiesí.

*Sfalerit* podobne ako *galenit* vystupuje len miestami v *ankerite*, je medovožltej farby. Je tiež prevažne monominerálny, len miestami ho prerastá *galenit*.

*Boulangerit* sa našiel na viacerých miestach, ale vždy v blízkosti *sfaleritu*. Tvorí šedočierne vláknité chumáče v drúzových dutinách (Beňo 1960). Ostatné minerály sa doteraz podrobne nesppracovali.

Oxydačnú zónu tvoria prevažne *kysličníky železa* a pomenej sulfáty (*baryt*), fosforečnany (*evanzit*; Beňo 1960) a *arzeničňany* (*skorodit*).

*Kremeň* je zriedkavejší a vystupuje v dvojakej forme: ako jemný tmel alebo súčasť zrnitých agregátov, resp. v žilnej forme v typickom vývine mliečnobieleho hydrotermálneho *kremeňa*.

Mineralogické rozbory sa robili len orientačne, na súhrnnom spracovaní celého ložiska sa práve pracuje. Z doterajších pozorovaní možno ustáliť približnú postupnosť hydrotermálnych procesov takto: pôvodné vápence po určitej tektonickej príprave zatlačali roztoky, ktoré obsahovali množstvo Fe. Došlo k zatlačovaniu pôvodného *kalcitu* a prekryštalizovaniu na *ankerity*. V ďalšej fáze nový prínos Fe roztokov umožnil *sideritizáciu ankeritov*, ba i vznik hydrotermálnych *sideritových žíl*. Poslednú fázu charakterizuje spätný proces, t. j. čiastočná *ankeritizácia sideritu*, resp. *vápenca*. Zdá sa, že posledné roztoky boli bez Fe a iba regenerovali už existujúce rudné celky.

Nie celkom objasnená zostáva súvislosť medzi zvýšeným obsahom Hg v nadloží ložiska a samotným rudným telesom. Dá sa predpokladať, že Hg zrudnenie je tiež súčasťou hlavného rudotvorného procesu a jeho priestorové rozloženie určujú len lokálne litologicko-tektonické faktory.

### Genéza ložiska

Genéza ložiska Manó úzko súvisí s problémom vzniku hydrotermálneho zrudnenia v *gemeridách*; keďže okolo tzv. *metasomatických ložísk* je veľa nevyjasnených otázok, nemôžeme zatiaľ jednoznačne vysvetliť vznik rudných telies na ložisku Manó. Oproti pôvodným názorom o zatlačovaní pôvodného rudného karbonátu Fe roztokmi cez systém drobných puklín dostávajú sa do popredia v poslednom čase iné schémy, vysvetľujúce mechanizmus uloženia rúd. Tak Hanuš (1958) sa nazdáva, že aspoň rudy vznikli dvojfázove, t. j. najprv sa vyluhoval *kalcit* a vytvorili sa dutiny; potom nasledoval rast a vyplnenie voľného priestoru *sideritom*, resp. *ankeritom*. Tento názor zdá sa, že môžeme na ložisko Manó aplikovať len obmedzene. Podľa makroskopického pozorovania textúr a rozloženia koncentrácie železa možno tu skôr hovoriť o normálnom zatlačovaní pravdepodobne silne porušených karbonátov hustou sieťou hydrotermálnych žíl, pričom toto zatlačovanie nebolo jednorazové a *metasomatóza* je kombinovaná s normálnymi puklinovými žilami.

Pôvodne celistvé vápence mohli byť porušené následkom ohýbania karbonáto-



vých vrstiev a vzniku početných puklín okolo hlavnej poruchy S—J, resp. SZ—JV smeru. Potvrzuje to aj určitá koncentrácia žltého sideritu a hydrotermálneho kremeňa v udanom smere, kým okrajové partie ložiska majú skôr typický metasomatický charakter. O nejakom prírodnom kanále ťažko hovoriť, lebo podložie tvorí celistvý porfýroid bez náznakov nejakej regionálnej poruchy. Mnohotvárnosť rudných textúr a premenlivý chemizmus smerom do hĺbky naznačujú, že genéza ložiska závisí práve od vnútornej stavby spodných, dosiaľ neodkrytých častí; preto ucelený obraz nám poskytnú až odkrytie týchto častí banskými dielami.

### Záver

Geologicko-prieskumné práce v minulých rokoch prispeli k riešeniu ložiskových pomerov centrálnej časti ankeritového pásma v oblasti Nižnej Slanej. Ložisko Manó je dnes zhruba ohraničené, zásoby metasomatického sideritu sa oproti roku 1959 objavením skrytého južného pokračovania strojnásobili. Ukázalo sa, že rozšírenie karbonátovej gelnickej série je oveľa väčšie, než sa pôvodne predpokladalo. Osobitnú pozornosť treba venovať makroštruktúrnym výskumom hlbinných partii, ktoré môžu objasniť problém priestorového rozmiestnenia zrudnenia. Zdá sa, že bilančné rudné celky súvisia so skrytými tektonickými líniami, ktoré zasiahli karbonátovú polohu. Len tak si môžeme vysvetliť, že pri rovnakom látkovom zložení a charaktere okolia metasomatóza sa vôbec nedotkla niektorých vápencov, kým neďaleko sa tieto zmenili na siderit.

V ankeritovom páse sa našli zatiaľ ekonomické rudné celky v centrálnej časti; inde sú známe len menšie hniezda sideritu pri povrchu. O stavbe hlbinných partii a zakrytých častí máme málo údajov. Okolnosť, že v strednom pásme gemeríd, považovanom za nevhodné pre vznik sideritových ložísk, sú veľké rudné celky, pobáda nás pokračovať v ďalšom výskume a prieskume.

### LITERATÚRA

- [1] Abonyi A. — Zbornák V., 1960: Záverečná zpráva a výpočet zásob na ložisku Manó-východ. Archív GP, Rožňava; rukopis. — [2] Beňo J., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní na liste V. Poloma (M 1:10.00). Archív GP Rožňava; rukopis. — [3] Fusán — Máška — Zoubek, 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spiško-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2; Bratislava. — [4] Fusán O., 1956: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zoš. 46; Bratislava. — [5] Hanuš M., 1958: Zpráva o výzkumu vnútornej stavby metasomatických siderito-ankeritických ložísk ve Spiško-gemerském rudohoří. Archív GP, Rožňava; rukopis. — [6] Hladík S., 1953: Výpočet zásob na ložisku Manó. Rukopis; Archív GP, Rožňava. — [7] Ilavský J., 1953: Geologické problémy Spiško-gemerského rudohoria vo vzťahu k rudným ložiskám. Geol. sborník IV/1—2; Bratislava. — [8] Košecký E., 1957: Geofyzikálny prieskum v Nižnej Slanej na ložisku Manó a Trojica. Rukopis; Archív GP, Rožňava. — [9] Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. Geol. sborník I/1; Bratislava.



va. — [10] Lazar V, 1959: Zpráva o archívno-výskumnom úkole „Ankeritový pruh Hanková—Velovec“. Rukopis; archív GP, Rožňava. — [11] Litavec J., 1955—56: Výročné zprávy o probléme Nižná Slaná Fe. Rukopis; Archív GP, Rožňava. — [12] Odehnal L., 1949: Železorná ložiska v obvode Nižné Slané na Slovensku. Rukopis; Archív GP, Rožňava. — [13] Snopko L., 1956: Detailné mapovanie v okolí Nižnej Slanej a Kobeliarova v M = 1:10 000. Archív GP, Rožňava; rukopis. — [14] Snopko L., 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. práce, Zprávy 11; Bratislava. — [15] Varga I., 1959: Zpráva o petrografickom spracovaní hornín z ložiska Fe-rúd v Nižnej Slanej. Rukopis; GP, Rožňava.

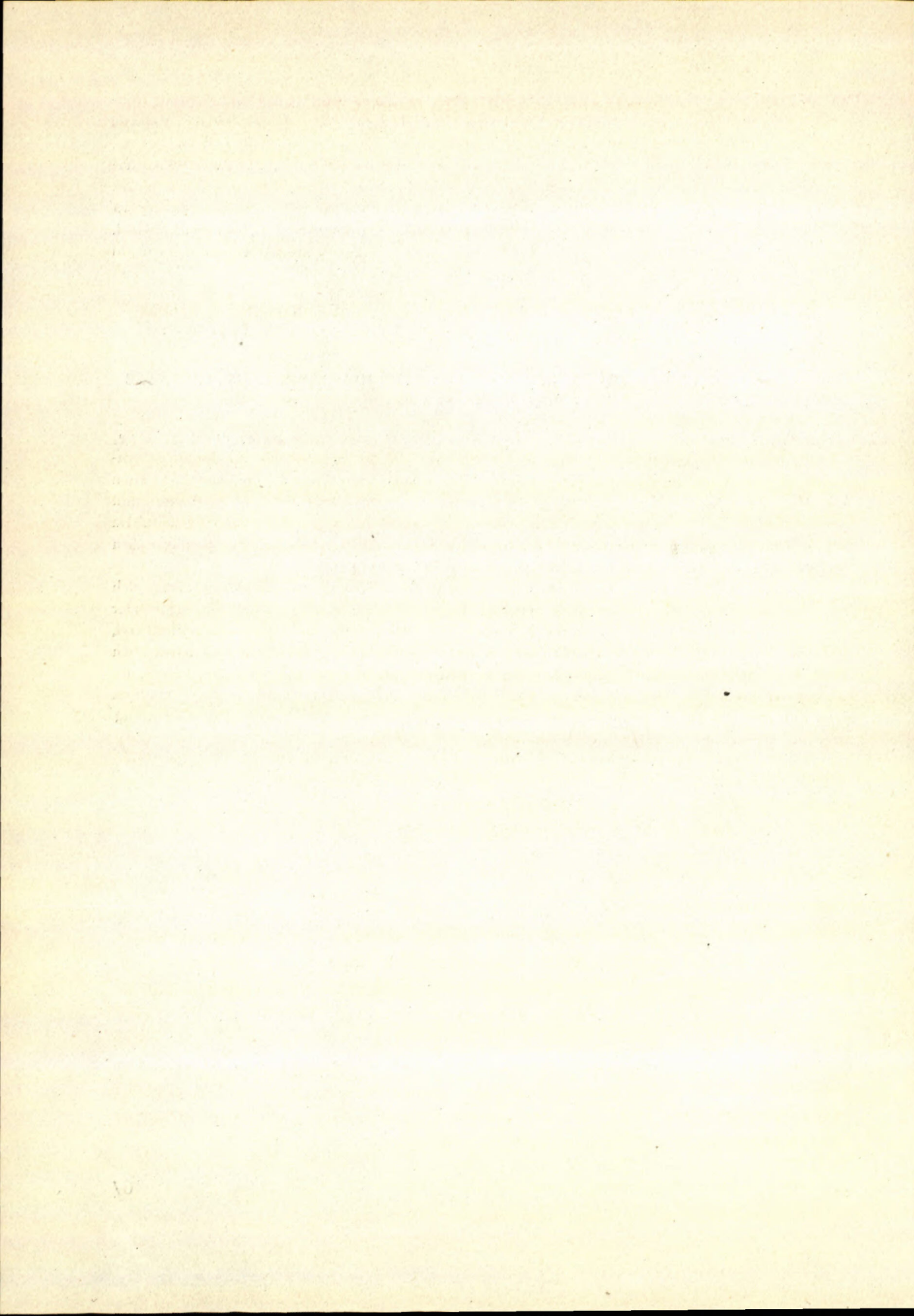
ABONYI—BEŇO—FURIEL

### GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER METASOMATISCHEN SIDERIT-LAGERSTÄTTE VON NIŽNÁ SLANÁ

Zu den wichtiger Eisenerzlagerstätten des Zips-Gömörer Erzgebirges gehört auch die metasomatische Siderit-Lagerstätte in Nižná Slaná. Sie liegt in der Schichtfolge organogener Sedimente des Altpaläozoikum (die Gelnicaer Serie — Gottland?) und gehört zum Ankerit-Streifen von Hanková—Velovec. Die produktiven Schichten sind durch serizit-quarzitische Phyllite mit verschiedener Grafitbeimengung und mit Lyditen, wie auch durch Karbonat-Lagen gebaut. Im Liegenden und Hangenden der produktiven Schichten lagern effusive Gesteine des porphyrischen Vulkanismus. Der ganze Gesteinskomplex ist epizonal metamorphiert.

Die Ablagerung der Karbonate wurde einigemal unterbrochen und während dessen haben sich gestreifte Kalksteine oder plattige bzw. bankige Lagen gebildet. Karbonate wurden mehr oder weniger metamorphiert und in Ankerite bzw. Siderite umgewandelt. Siderit ist feinkristallisiert, grau mit grobkristallisiertem Gangsiderit, Quarz und Serizit gemischt. Häufig kommt darin auch Pyrit vor, während Galenit, Sphalerit und Boulangerit nur akzessorisch auftreten. Die Lagerstätte ist generell nach NW—SO gerichtet und 15—40° nach SW geneigt. Linsenförmige Erzkörper sind auf etwa 2,8 km langem Raum und etwa 1—50 m mächtig bekannt. In östlicher Richtung wird die Metamorphose immer wieder schwächer.







JOZEF PECHO

## K PROBLÉMU DISKORDANCIE TRIASU V SEVEROGEMERIDNEJ SYNKLINÁLE

### Úvod

Štúdium okrajového územia severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je zamerané predovšetkým na vyhľadávanie nerastných surovín Fe, Cu a U, v menšej miere anhydritu a sadrovca. Technické práce umožnili nám detailnejšie študovať stratigrafiu a tektoniku príľahlej oblasti, najmä južne od Spišskej Novej Vsi v oblasti Novoveskej Huty, ktorú buduje mladšie paleozoikum, mezozoikum a v menšej miere tiež terciér. Pomocou umelých odkryvov sme zostavili geologickú mapu, ktorá sa líši od starších máp hlavne presnejším ohraničením spodného triasu od permu. Náš príspevok prináša nové poznatky najmä v otázke diskordancie spodného triasu na permu. Tento problém študovali aj E. Družík a J. Hudáček.

Zo starších prác, zapodievajúcich sa aj študovaným územím, treba spomenúť aspoň Uhlíga (1903), Illésa (1904) a ďalších; z novších najmä Henkeho (1926), Csiska (1942), Andrusova (1950) Mahéla (1950, 1953, 1954, 1957) a Bieleho (1956, 1958).

### Geológia mladšieho paleozoika až triasu

Z mladšieho paleozoika vystupuje na povrch karbón a perm. Kým perm pokrýva značnú časť územia a tvorí v podstate jadro severogemeridnej synklinály, karbón je v južnej časti územia zastúpený len na malom úseku ílovitými a ílovito-piesčitými grafitickými bridlicami a diabázmi, reprezentujúcimi bázičný vulkanizmus, ktorý sa odohrával počas sedimentácie tmavých ílovitých bridlíc. Perm zaberá skoro celú južnú časť územia; leží na erodovanom podklade karbónu diskordantne. Zastupujú ho prevažne horniny sedimentárneho pôvodu, lagunárneho typu suchozemského, ktorý sa v Spišsko-gemerskom rudohorí všeobecne označuje ako verukáno.



Na báze súvrstvia permu prevládajú hrubozrnné konglomeráty, prechádzajúce k nadložíu pomaly do jemnozrnejších zlepcov až pieskovcov. Pieskovce sa často striedajú s piesčitými bridlicami a lokálne aj s tenšími polohami zlepcov. Niektorí autori (Maheľ 1953, 1957; Ivanov 1954; Biely 1956; Rozložník 1957) vymedzili v súvrství permu stálejšie litologické horizonty. Podľa Maheľa sú tu tri litologické horizonty: a) súvrstvie bazálnych zlepcov; b) súvrstvie pieskovcov, piesčitých bridlíc s polohami jemnozrnných zlepcov, kremencov a kremitých porfýrov; c) súvrstvie piesčito-ílovitých bridlíc s polohami kremitých porfýrov a ich tufov a vrchný zlepcový horizont.

Toto rozdelenie permu platí v podstate pre celý pás v severogemeridnej synklinále okrem vrchného zlepcového horizontu.

Vrstvy *bazálnych zlepcov* sú vyvinuté na báze permu. Ich hrúbka je nepravidelná; najväčšiu mocnosť majú asi v západnej časti v oblasti V. Muráňa. Smerom na východ sa ich mocnosť postupne redukuje. Sú to prevažne polymiktné zlepenca, zložené z valúnov rôznych hnedých, červenofialových, šedých, zelenkavých hornín. Prevláda žilný kremeň bielej alebo ružovkastej farby, hnedé jemnozrnné kremence, úlomky chloritických fylitov z rakoveckej (fylito-diabázovej) série a úlomky grafitických bridlíc karbónu. Zriedkavejšie sú valúny kremitých porfýrov z gelnickej série a miestami aj diabázy. Tmel zlepcov je jemnozrnný, piesčito-ílovitý, často obohatený hematitom, od ktorého je súvrstvie pestro (červenofialovo) sfarbené. Veľkosť a opracovanosť valúnov je rôzna, materiál často vytriedený.

V strednej časti permu, v nadloží bazálneho zlepenca prevládajú *jemnozrnné zlepenca*, ktoré laterálne i vertikálne prechádzajú do hrubozrnejších *pieskovcov až piesčitých bridlíc*; časté sú aj droby. Tieto litologické typy hornín sa navzájom striedajú. Farba celého súvrstvia je prevažne fialovkastá, miestami sivá až zelenosivá. Okrem sedimentov doprevádzajú strednú časť permu horniny vulkanického pôvodu — *kremité porfýry*, ktoré sa vylievali počas sedimentácie stredných a vrchných vrstiev permu. Tento kyslý vulkanizmus sa však neprejavil všade rovnako. Na severnom svahu Suchého vrchu vystupujú na povrch 3 menšie polohy kremitých porfýrov, prevažne jemnozrnné, celistvé s výrastlicami kremeňa. Základná hmota je celistvá, kremitá, ružovej a zelenošedej farby. Na niektorých miestach sú pyroklastiká v podobe tufov kremitých porfýrov.

Vo vrchnej časti permského súvrstvia prevládajú jemnozrnejšie sedimenty viac pelitického charakteru. Sú to prevažne *piesčito-ílovité bridlice* fialových, zelenkavých a šedých farieb. Miestami sú v nich aj kremitejšie polohy, alebo aj malé vložky drobnozrnných zlepcov. Všeobecne však vo vrchných častiach permu, prevláda ílovitejší materiál nad piesčitým. Vo vrchných častiach permu, skoro na rozhraní permu a werfenu, sú zastúpené fialové ílovité bridlice, podobné werfenským, od ktorých sa líšia vyšším stupňom metamorfózy a intenzívnejším zbridličnatením. Do týchto fialových ílovitých vrstiev zasahujú miestami aj výlevy kremitých porfýrov, čo potvrdzuje ich príslušnosť k permu.



Celý tento komplex je značne zbridičnatený a zvrásnený vplyvom pfalcskej fázy vrásnenia. Bridličnosť má generálne smer V—Z s úklonom  $35-50^\circ$  k J; vrstevnosť je veľmi nepravidelná. Vplyvom vrásnenia vytvorili sa viaceré menšie synklinály a antiklinály, ktoré sa postupne prehlbujú. Súčasne s vrásnením vznikli aj zlomy V—Z smeru, pozdĺž ktorých sa vytvárajú prešmyky. Tieto tektonické línie obyčajne doprevádza hydrotermálne žilné zrudnenie zvyčajnej paragenézy Spišsko-gemerského rudohoria. Po skončení pfalcskej fázy vrásnenia došlo k náhlej transgresii spodnotriasového mora.

Horniny triasu pokrývajú skoro 50 % územia a tvoria jadro severogemeridnej synklinály (M a h e l 1956). Vo vrstvách spodného triasu prevládajú horniny ílovito-piesčité, v strednom a vrchnom triase sú to zas karbonátové horniny. Spodný trias reprezentujú vrstvy werfenu, ktoré sa členia na spodné ílovito-piesčité súvrstvie seisu a vrchné slienito-vápenaté súvrstvie kampilu. Hranica medzi nimi vzhľadom na postupný faciálny prechod je konvencionálna. M a h e l (1956, 1957) člení werfen na spodné a vrchné súvrstvie a poznamenáva, že hranica medzi nimi je konvencionálna a že nekryje sa so stratigrafickou hranicou medzi seisom a kampilom. Toto členenie spodného triasu odpovedá vcelku aj pre mezozoikum Slovenského krasu (B y s t r i c k ý 1955).

Spodné vrstvy werfenu sa dajú ťažko odlíšiť od vrchných vrstiev permu pre ich zhodný litologický charakter [napr. D. Š t ú r (1869) zaradil vrchné vrstvy permu do werfenu]. Aj súvrstvia permu sa stratigraficky chybné zaraďovali do karbónu (U h l i g 1903), alebo až devónu (W o l d ř i c h 1912); až neskoršie Z e l e n k a (1927) ich správne zaradil do permu. H e n k e (1926) zas považuje značnú časť werfenu v okolí Novoveskej Huty a Grétly za perm.

Presné ohraničenie vrstiev permu a spodného triasu je dôležité z hľadiska teoretického i praktického, najmä pri vyhľadávaní nerastných surovín. Tejto otázke sme venovali zvýšenú pozornosť pri zostavovaní odkrytej geologickej mapy (M 1:5000). Zistili sme, že spodný trias v okolí Novoveskej Huty leží diskordantne a transgresívne na perme. Začína bazálnymi zlepenkami (M a h e l a B i e l y 1956, 1957 zaraďujú ich ešte do vrchného permu ako vrchný zlepencový horizont), ktoré sa líšia od permských opracovanosťou i zložením valúnového materiálu. Nápadné je, že vytvárajú síce vrstvu malej mocnosti, avšak pravidelnú a súvislú aj na väčšiu vzdialenosť, čo poukazuje na kľudnejšie sedimentačné pomery než v perme. Ďalej je nápadné, že toto súvrstvie zlepencov je ostro ohraničené voči svojmu podložiu (ílovité bridlice permu). U permských zlepencových polôh v strednom litologickom horizonte piesčitých bridlic sú vždy faciálne prechody vo vertikálnom i horizontálnom smere. Táto vrstva sa prevrtávala viacerými vrtmi. Na prvý pohľad sa tieto zlepence málo líšia od permských, lebo ich materiál pochádza z permu.

Skladajú sa z valúnov kremeňa, kremencov, permských bridlic a hlavne z valúnov permských kremitých porfýrov. Tmel majú prevažne kremitý, až drobový.



Podľa M a h e l a (1956, 1957) poukazujú na morský transport a môžu patriť už spodnému triasu. Keďže tieto zlepenca ležia diskordantne na podložných vrtvách permu, zaraďujeme ich do spodného triasu. Tento vývoj zlepenčov nie je lokálnym zjavom. Už B i e l y (1956) ich zistil S od Dediniek ako pravidelnú vrstvu v podloží werfenu. Ich diskordantná poloha svedčí o tom, že suchozemská sedimentácia permu bola prerušená vrásnením, po ktorom nastala rýchla transgresia spodnotriasového mora. Súvrstvie permu je silnejšie zvrásnené a epimetamorfované než vrstvy spodného triasu, a to vplyvom pfalcskej fázy vrásnenia, prebiehajúcej medzi permom a werfenom.

Diskordantné uloženie spodného triasu na perme spomína už U h l i g (1903) a existenciu pfalcskej fázy vrásnenia pripúšťajú i M a t e j k a a A n d r u s o v (1931); M á š k a (1957) uvádza, že „pomer permu k werfenu je mierne diskordantný (miestami pseudodiskordantný), že miestami sa na S Rudohoria vyskytujú i werfenské zlepencovité horniny, podobné permským...“ Ide zrejme o bazálne zlepenca spodného triasu, ktoré M a h e l a B i e l y (1956, 1957) zaraďujú ešte do vrchného permu. M a h e l a (1957) však hovorí o konkordantnom uložení spodného triasu na perme a o plynulom prechode z permu do werfenu. Miestami spomína aj diskordanciu medzi spodným triasom a podložným verukánom, ovšem nie stratigrafickú, ale tektonickú.

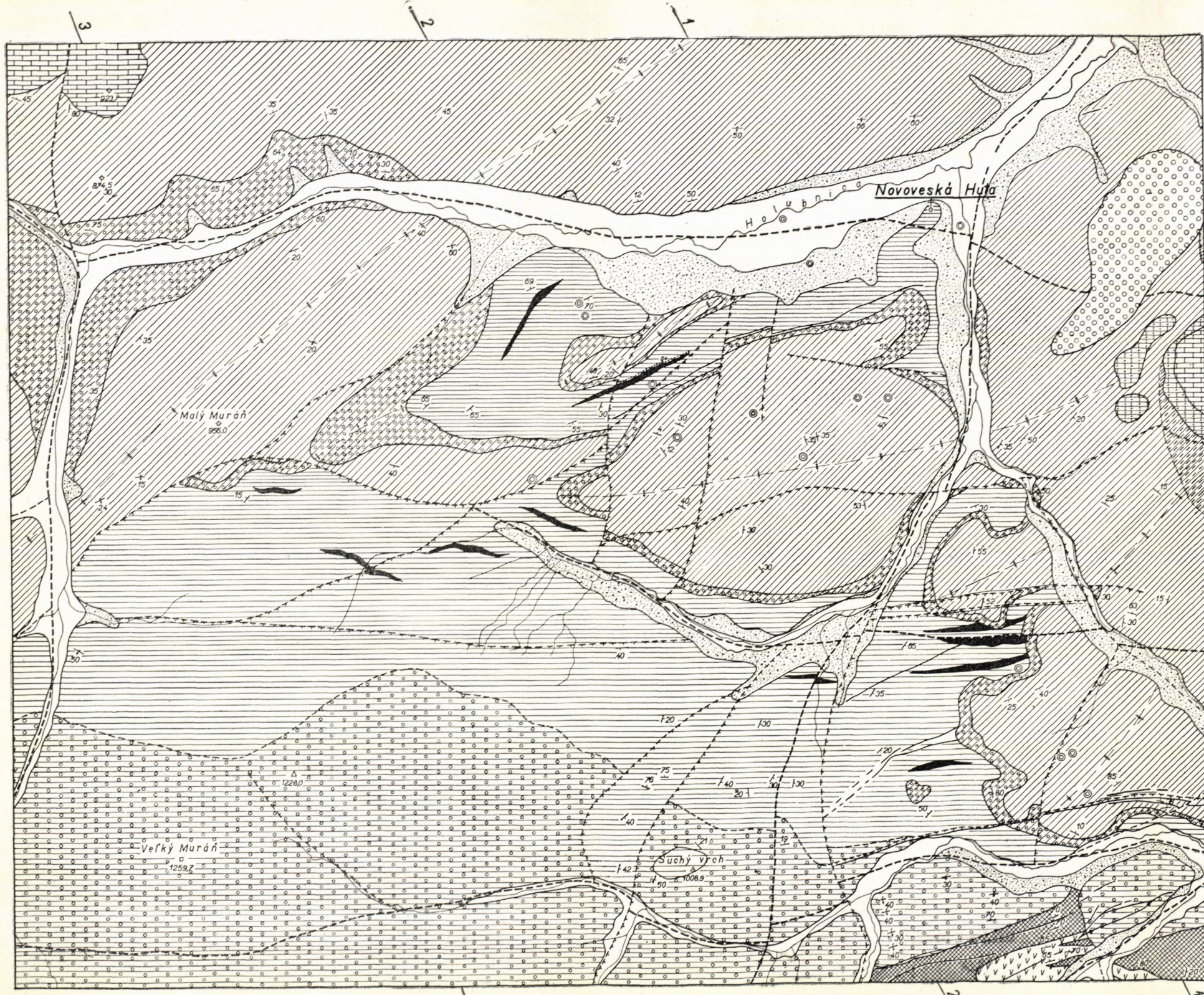
Keďže zlepenca na báze spodného triasu svedčia o morskej transgresii, je pravdepodobné, že ide o diskordanciu stratigrafickú, a nie tektonickú. Podporujú to aj ďalšie fakty, ako silnejšia dynamometamorfóza permu, skoro rovnaký litologický charakter i fyzikálno-mechanické vlastnosti vrchných častí permu a spodných častí spodného triasu.

V nadloží bazálnych zlepenčov werfenu sú dosť pravidelne vyvinuté hrubozrné sludnaté doskovité pieskovce pestrých farieb, ktoré sa zaraďujú už do spodného werfenu. Smerom do nadložia pribúdajú čoraz viac piesčito-ílovité bridlice, ktoré miestami obohacuje sedimentárny hematit. Vrstvy kampilu vystupujú len na malom úseku vo vrchnej časti; sú zastúpené pestrými, ílovitými až ílovito-slienitými bridlicami, lokálne s vložkami vápencov. Do kampilu sa zaraďujú na základe fauny z blízkeho okolia.

Na vrchnowerfenskom súvrství konkordantne ležia dolomity a dolomitické vápenca stredného triasu (spodný a stredný anis). Vyššie nad nimi sú vrstvy bielych a sivých vápencov wettersteinského typu s diplopórami, patriace tiež do stredného triasu (anis až ladin).

Celý komplex spodného až stredného triasu je zavrásnený vplyvom alpínskeho orogénu do permského podkladu (viď geologické profily). Osi synklinál a antiklinál prebiehajú SV—JZ smerom; v smere *b*-osi upadajú k SV. Jedna z nich je na severnom svahu M. Muráňa, druhá na Strážanskom kopci a tretia na severnom svahu Suchého vrchu (viď geologickú mapu). Tieto vrásky vytvárajú s vrásami podložného permu kosý uhol; ide teda aj o zjavnú smerovú diskordanciu.

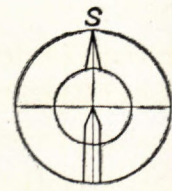
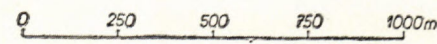




**Geologická mapa okolia  
Novoveskej Huty**

Zostavili J. Hudáček  
- J. Pecho

- 1
  - 2
  - 3
  - 4
  - 5
  - 6
  - 7
  - 8
  - 9
  - 10
  - 11
  - 12
  - 13
  - 14
  - 15
  - 16
  - 17
  - 18
  - 19
  - 20
  - 21
  - 22
- 1 - alúvium; 2 - hlina a sutina (1-2 kvartér); 3 - bazálne polymiktné zlepence - paleogén; 4 - biele vápence wettersteinského typu - *anis-ladin*; 5 - dolomity a dolomitické vápence - *anis* (4-5 stredný trias); 6 - ílovité a ílovitostienné bridlice s vložkami vápencov-kampil; 7 - ílovitopiesčité bridlice a pieskovce - *seis*; 8 - bazálne polymiktné zlepence - *seis* (6-8 spodný trias); 9 - ílovité a piesčité bridlice, pieskovce s vložkami drobnozrných zlepenčov a drob; 10 - bazálne polymiktné hrubozrné zlepence s vložkami pieskovcov; 11 - kremité porfýry pestrých farieb (9-11 perm); 12 - rudné žily; 13 - impregnačné typy Cu rúd; 14 - smer a sklon vrstiev; 15 - smer a sklon bridličnatosti; 16 - tektonické línie s pravdepodobným úklonom; 17 - tektonické línie s neistým úklonom; 18 - grafické ílovitopiesčité bridlice; 19 - diabázy (18-19 karbón); 20 - povrchové vrty; 21 - os synklinály; 22 - os antiklinály.

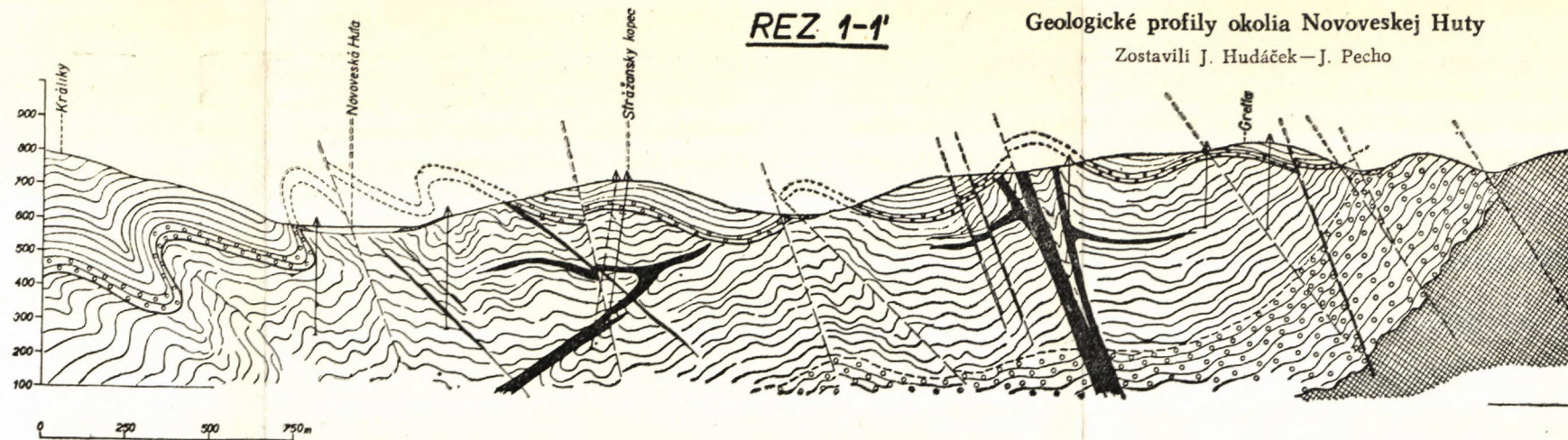




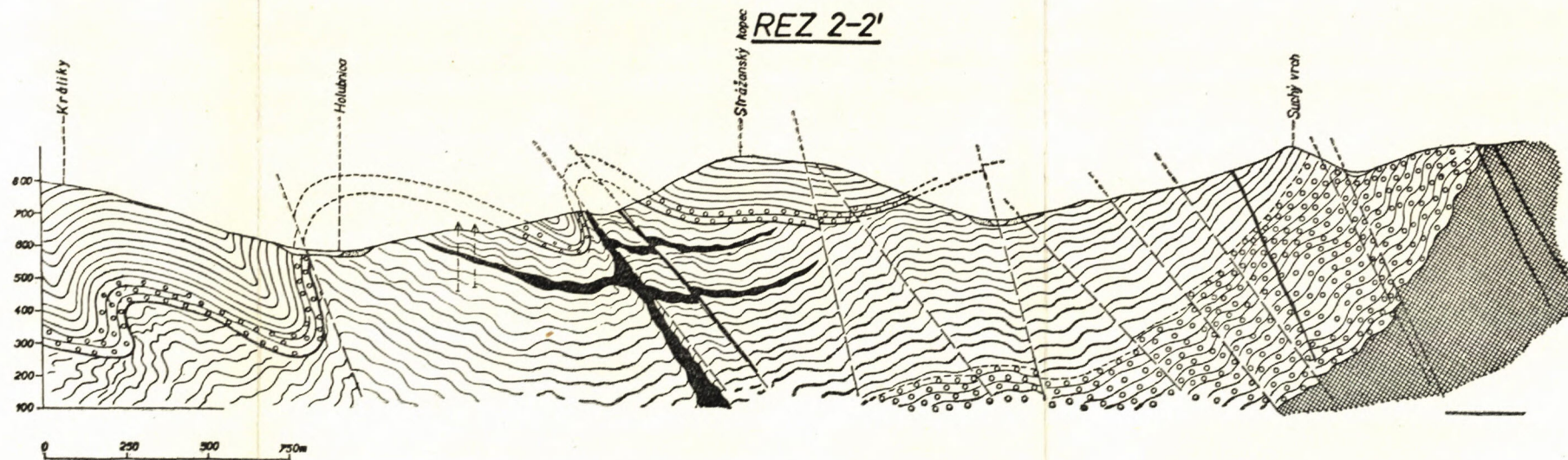
**REZ 1-1'**

**Geologické profily okolia Novoveskej Huty**

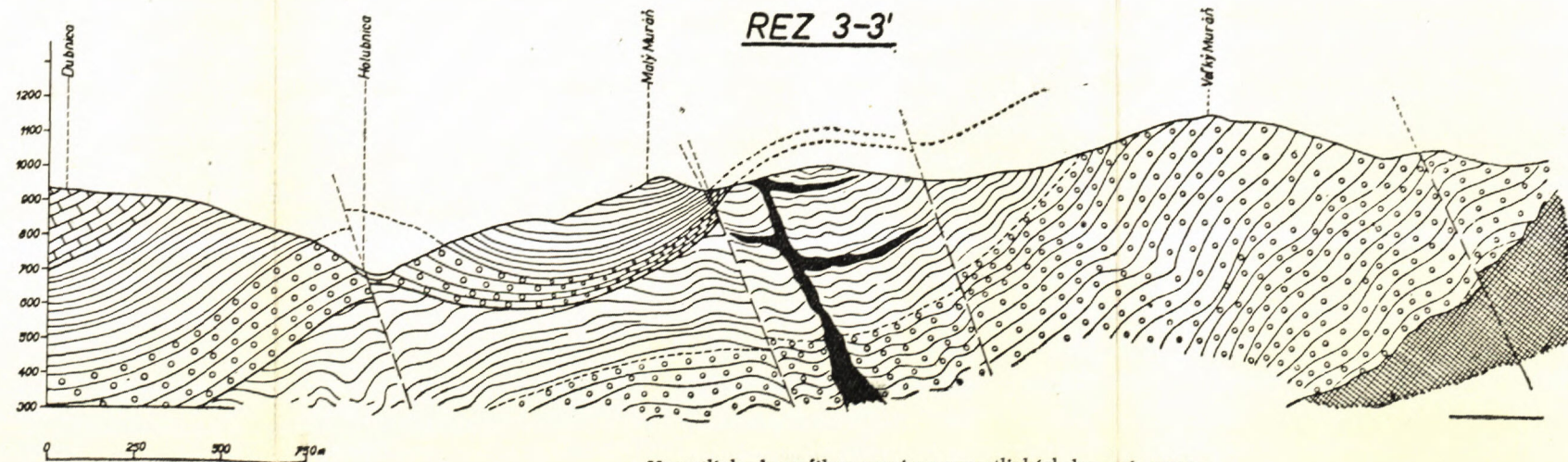
Zostavili J. Hudáček—J. Pecho



**REZ 2-2'**



**REZ 3-3'**



Vysvetlivky k profilom pozri vo vysvetlivkách ku geol. mape.



Po zvrásnení tohto súvrstvia dochádza k zlomovým prešmykom (V—Z). Na mnohých miestach sa obnovila aj staršia tektonika, lokálne doprevádzaná mladším hydrotermálnym zrudnením, ktoré sa líši od staršieho (poperského) odlišnou mineralogickou paragenézou. Ide prevažne o žily ankerit-kremeň-sulfidickej výplne. Zo sulfidov sa vyskytuje chalkopyrit, pyrit, tetraedrit a bornit. K tomuto typu žíl patria aj vlastné žily Novoveskej Huty a niekoľko menších žíl v blízkom okolí (napr. žila Roll-Amália), ktoré bezpečne prerážajú spodnowerfenské súvrstvie.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat. Věstník SGÚ XI, Praha. — [2] Andrusov D., 1950: Zpráva o geologickom výskume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložja vzhľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Rukopis; Archív GP, Sp. N. Ves. — [3] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpat I. Bratislava. — [4] Biely A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geologické práce, Zprávy 5, Bratislava. — [5] Biely A., 1958: Geologické pomery územia južne od Spiš. Novej Vsi. Geologické práce, Zprávy 13, Bratislava. — [6] Bystrický J., 1955: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geologické práce, Zprávy 3. Bratislava. — [7] Csisko A., 1942: Der geologische Bau des „Slowakischen Paradieses“ (Zips — Gömörer Kalkgebirge), Lotos 88, Prag. — [8] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geologické práce, Zprávy 2, Bratislava. — [9] Henke V., 1930: Bericht über die Ergebnisse der geologischen Arbeiten im Jahre 1926 im Gebiet zwischen Grube Bindt Sontagsgrund, Potoktal und Zavadka. Rukopis Archív GP, Spišská Nová Ves. — [10] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemer. rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geologický sborník IV/3—4, Bratislava. — [11] Maheľ M., 1950: Príspevok ku stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník I/1, Bratislava. — [12] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [13] Maheľ M., 1954: Príspevok ku stratigrafii východnej časti gemerid. Geol. sborník V/1—4, Bratislava. — [14] Maheľ M., 1956: K stratigrafii Stratenskej hornatiny. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1957: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [16] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zošit 48/a, Bratislava. — [17] Máška M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského Rudohoří (I. Perm). Zprávy o geol. výzkumech v roku 1956, Praha. — [18] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Quide des excursions. Věst. SGÚ 13 A, Praha. — [19] Rozložník L., 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geologické práce, Zprávy 11, Bratislava. — [20] Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Gölnitz. Jahrbuch d., geol. Reichsanstalt XVI, Wien. [21] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien. Leipzig. — [22] Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slovenského Rudohoří v Karpatech a poznámky ke stáří některých jeho rudních ložisek. Práce Moravské Přírodovědecké společnosti sv. IV, Brno. — [23] Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšíné. Rozpr. Čes. akad., 10, Praha. — [24] Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů území severozápadně od Košic. List Gelnica, Košice. Věst. SGÚ III., 1. Praha.



ZUR FRAGE DER DISKORDANTEN LAGE DER TRIAS IN DER  
NORDGEMERIDEN SYNKLINALE

Die Frage der möglichen diskordanten Lagerung der Triasschichten auf dem liegenden Perm im Zips-Gömörer Erzgebirge wurde in der Vergangenheit von Geologen verschieden beurteilt.

Während des eingehenden Studiums dieses Gebietes wurde auch diese Frage verfolgt, wobei mit Hilfe vieler Flachbohrungen die diskordante Lagerung der Trias auf den liegenden Permschichten einwandfrei festgestellt werden konnte. Im Raume der nordgemeriden Synklinale im Gebiet von Novoveská Huta und westlich davon setzt die Trias mit der basalen Schichtfolge polymikter Konglomerate an, deren Material (abgerundet) von marinen Transport zeugt. Die intensiver dynamometamorphierten Permschichten (gegenüber der Untertrias) und die diskordante Lagerung der Trias ist als Folge der Pfälzischen Faltungsphase zwischen dem Perm und der Untertrias, wie auch der Existenz der Transgression des untertriassischen Meeres anzusehen. Diese neuen Feststellungen bieten einen neuen Blick auf die paläogeographische Entwicklung dieses Gebietes. Ähnliche Ansichten diesbezüglich wurden bereits von einigen älteren Geologen und neuestens von M. M á š k a (1957) geäußert.

*Geologische Forschung, VEB,  
Spišská Nová Ves*



DUŠAN KUBÍNY

## NOVÉ POZNATKY O GEOLÓGII LOŽISKA PRI PÍLE V POHRONSKOM INOVCI

Prieskum rudnej žily Cu v Kuliarovej doline medzi Novou Baňou a Pílou na rozhraní Pohronského Inovca a Vtáčnika, spojený s geologickým mapovaním širšieho okolia ložiska, poskytol niektoré nové poznatky o geológii ložiskovej oblasti na J od Píly. Zistenie stratigrafických členov paleogénu a neogénu je hlavným prínosom mapovania v tomto území, najmä z paleogeografického hľadiska. Tak napríklad podľa V. Čechoviča (1959) a J. Slávika (1959) z pohoria Vtáčnika, handlovskej a nováčkej uhoľnej panvy patria analogické petrografické typy hornín, t. j. slienité tufitické pieskovce s andezitovými valúnmi stratigraficky do tortónu až spodného sarmatu.

### Geologická stavba územia

Perm.

Najstarším útvarom ložiskového územia je súvrstvie sivých piesčitých bridlíc až pieskovcov s polohou zlepencov a detritických vápencov. Vystupuje v Kuliarovej doline a v údolí Pílskeho potoka, v odkryvoch zárezu štátnej cesty Žarnovica—Veľké Pole. Celé súvrstvie je ostro ohraničené od pestrého bridličnatého súvrstvia, ktoré vystupuje zreteľne v nadloží a líši sa od neho aj petrograficky. Piesčité bridlice, až pieskovce obsahujú okrem prevládajúceho kremeňa aj kyslé plagioklasy a veľa sekundárnych slúd, chloritu a sericitu. Tmel je fľovitý, niekedy čiastočne karbonátový. V zlepencovej polohe vyskytuje sa veľa plagioklasov a valúny hydrotermálneho kremeňa o priemernej veľkosti 1 až 3 cm. V zlepencoch a pieskovcoch možno rozlíšiť hlavne dve zrnitostné frakcie: u pieskovcov je to frakcia psamitická (úlomky kremeňa, živcov a slúd) a pelitická (drobné zrnká kremeňa, sericitu a submikroskopické zrná). U zlepencov je frakcia psefitická (valúny a úlomky kremeňa max. do 5 cm veľkosti, živcov a slúd) a psamitická (úlomky kremeňa,



živcov a slúd). V zlepenkoch sa nájdu aj úlomky grafitických a kryštalických bridlíc.

Toto súvrstvie sivých bridlíc, miestami slabo slienitých pieskovcov a zlepencov, ktoré niektorí autori (napr. M a h e l 1953, P o l á k 1954) považovali za karbónske, treba považovať za staršie než spodný trias, a to z viacerých dôvodov. V danom území vystupuje v najnižších častiach útvar chočskej série, v ktorom sú valúny starších útvarov (kryštalických bridlíc — fylitov, svorov a čiernych bridlíc). Pre zaujímavosť uvádzam, že podobné útvary sú len v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Dynamická regionálna metamorfóza je o niečo väčšia ako u mladších útvarov. Celková skladba horninových typov nehovorí v prospech takej flyšoidnej sedimentácie, akú poznáme z werfenu, ale skôr v prospech lokálnej a v detailoch veľmi nepravidelnej, aká je známa najmä v gemeridnom perme z jeho južných vývinov. Perm vo vývine pieskovcov a bridlíc, miestami s polohami vápencov, teda v morskem vývine, konštatoval v južnej časti gemeríd F u s á n (1954). Neskôr Fusán (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k 1955) konštatuje, že výskyt morského permu najmä v južných častiach gemeríd je veľmi pravdepodobný, pretože celkové paleogeografické pomery v perme svedčia v Karpatoch o tom, že smerom na J boli sedimentačné priestory čoraz hlbšie. Túto pravdepodobnosť zvyšuje skutočnosť, že v severnom Maďarsku je známy morský vývoj permu. O faciálnej podobnosti permu z chočskej série od Píly a permu z južnej časti gemeríd, ako ho popisuje B y s t r i c k ý a F u s á n (1955) medzi Štítnikom a Jelšavou, niet pochybností. Aj pri Píle sú pieskovce a bridlice sivých a sivozelených farieb, prípadne tmavé bridlice, veľmi často slabo, alebo silne slienité až detritické vápence. Ide zrejme o plynkovodný vývoj permu. Perm od Píly nemožno však porovnávať s typickým morským permom maďarským z oblasti Bukových hôr.

Ostrá hranica medzi morským vývinom permu a fialovými bridlicami, ktoré vystupujú v nadloží, dala by sa vysvetliť vplyvom tektonických pohybov v strednom perme (saalská fáza) a začatím suchozemskej alebo jazernej sedimentácie červenofialových bridlíc až pieskovcov bez stôp slienitosti. Tieto by mohli odpovedať verukánskej sedimentácii, ktorá prechádza pozvoľne do spodnotriasovej sedimentácie werfenu. P o l á k (1954) vyslovil domnienku, že ani tieto vrstvy nemusia patriť karbónu.

#### P e s t r é s ú v r s t v i e w e r f e n u

V súvrství červenofialových piesčitých bridlíc je veľa sludnatých minerálov, ktoré sú zakalené vylúčenými oxidmi železa a od ktorých pochádza aj charakteristické fialové a červenofialové sfarbenie.

Rôznofarebnosť tohto súvrstvia dala by sa vysvetliť najmä týmito okolnosťami:

a) pôsobením špecifických klimatických pomerov na horniny, z ktorých eróziou a denudáciou vznikali sedimenty vrchného permu. Charakteristicky do červenofialova zvetrávali hlavne biotity, pričom Fe a Mg komponenty vo forme oxidov zakaľovali čiastočne alebo úplne šupiny biotitu,



a tak ich sfarbovali do červenofialova alebo fialova. Určitú úlohu v tomto procese mali aj silne zmenené živce;

b) kvantitatívnym zastúpením sludnatých minerálov s uvedeným typom zvetrania. Sedimenty s neprítomnosťou takýchto slúd majú zvyčajne farbu bielu alebo žltohnedú;

c) chemizmom vôd, v ktorých sa odohrávala sedimentácia. Musíme totiž predpokladať, že počas sedimentácie permských súvrství v určitých sedimentačných cykloch vody plytkého mora, resp. jazerných delť a jazier obsahovali množstvo rudných komponentov, hlavne Fe, Mg a Mn v koloidnom stave.

Pestré súvrstvie werfenu má v tejto časti územia veľmi pestrú škálu petrografických typov sedimentov. Sú tu biele zlepencové kremence, žltohnedé pieskovce, piesčité a ílovité bridlice fialových farieb, sedimentárne brekcie červenofialových farieb s úlomkami starších sedimentov werfenu a permu a ojedinele aj sivé piesčité bridlice. Ide teda o flyšoidny charakter sedimentov. Na mnohých miestach možno pozorovať rytmické striedanie pelitických sedimentov s psamitickými alebo až psefitickými. Zaujímavé sú aj tenké polohy endostratických zlepencov a brekcií prevažne fialových farieb. Vidieť, že tu išlo o veľmi nepokojnú sedimentáciu vrstiev spodného triasu. V súvrství zlepencov a kremencov prevláda kremeň. Živce sú len vzácné, rovnako aj sludnaté minerály.

### P a l e o g é n

V diskordantnom postavení voči zvrásnenému werfenskému súvrstviu je súvrstvie hnedých zlepencov, pieskovcov a najvyššie sivočiernych až čiernych piesčitých bridlíc, len slabo diageneticky spevnené; miestami by sa mohlo hovoriť o štrkoch a pieskoch. V čiernych piesčitých bridliciach ojedinele sa vyskytujú odtlačky listov. Vzorok boli na peľové analýzy negatívne. V súvrství paleogénu môžeme rozlíšiť tri výrazné dielčie súvrstvia: 1. zlepencové bazálne súvrstvie; 2. pieskovcové súvrstvie; 3. bridličnaté súvrstvie.

*Zlepencové bazálne súvrstvie* predstavujú najmä hrubo až drobno valúnovité zlepence. Valúny sa skladajú zväčša z hornín werfenu. Tmel je piesčitý, prevažne fialových farieb. Valúny sú veľmi dobre opracované. Pre bazálny paleogén je všeobecne príznačné, že jeho najspodnejšie vrstvy sú zložené z valúnov najbližšieho podložného útvaru a predstavujú resedimentačný útvar svojho najbližšieho prostredia. Možno teda tento útvar považovať za paleogén.

*Pieskovcové súvrstvie* vystupuje v nadloží pestrých zlepencov a zastupujú ho hnedé a ružovofialové pieskovce, zlepence až brekcie (veľkosť valúnov prevažne do 1 cm). Charakteristickými typmi tohto súvrstvia sú hnedé zlepence a pieskovce, miestami len slabo stmelené. Pozostávajú prevažne z kremenných, dokonale opracovaných valúnov. Celkove možno konštatovať, že v celom útvare na rozdiel od werfenských sedimentov sú horninové súčiastky veľmi dobre opracované.

*Bridličnaté súvrstvie* predstavuje špecifický vývoj paleogénu tejto oblasti. Ide o sivočierne až čierne sludnaté piesčité bridlice a pieskovce. V mapovanom území dosahujú až 80 m mocnosti. V petrografickom zložení prevláda kremeň čriepkovi-



tých tvarov s priemernou veľkosťou 0,01 mm. Okrem toho vyskytujú sa v hornine silne kaolinizované živce, drobné zrnká muskovitu a ojedinele aj žirkón. Tmel je submikroskopický. Na mnohých miestach vo vrtoch sa zistili odtlačky listov a našiel sa aj žraločí zub. Vzorky spracované na pelové analýzy boli negatívne. Žraločí zub a odtlačky listov sa neurčovali. Pozoruhodný je aj absolútny nedostatok karbonátových sedimentov, charakteristických pre mladšie paleogénne členy v strednococénej transgresii. Zdá sa, že tu ide o sedimentáciu kontinentálnej periódy paleogénu (maximálne v uzavretom jazere).

### Neogén — tortón

Na paleogénnych sedimentoch diskordantne ležia vrstvy slienitých tufitických pieskoviec a netypických zlepecov. Ide o sivé kompaktné horniny, ktoré navetrávajú od puklín a plôch v určitých zónkach do zelena až hnedozelena. Miestami obsahujú viac vulkanického materiálu a dajú sa len ťažko odlišiť od karbonatizovaných amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré sú v ich nadloží. Podobné horniny sú známe z podložia uhoľných slojov v Handlovskej panve. Tmeliaca hmota má ílovito-karbonátové zloženie. Detritus predstavujú úlomky kremeňa a živcov. Z vulkanického materiálu zistili sa pyroxény, bázičné plagioklasy a pravdepodobne aj opaktné minerály. Živce a tmavé súčiastky sú často karbonatizované až kalcifikované. Pyroxény bývajú zmenené na sférolitické chlority. Miestami sú serpentinizované do vláknitých serpentínových minerálov. Na niektorých miestach obsahujú slienité pieskovce a brekcie, veľké množstvo zuhoľnatených rastlinných zvyškov listov, drevných častíc a pod. Podľa analógie s podobnými handlovskými sedimentmi ide najpravdepodobnejšie o tortón.

Amfibolicko-pyroxenické andezity obkolesujú zo všetkých strán staršie útvary. Len v Pílskej doline pokračujú mezozoické útvary k Veľkému Poľu. Andezity tejto časti územia patria k mladšiemu vulkanizmu, ktorý niektorí autori nazývajú nadložným. V ložiskovom území sú známe vo forme dajk a žíl. Ich vek je asi vrchnotortónsky.

Rozsiahla karbonatizácia hornín prejavila sa v základnej hmote a vo výrastliciach, takže po kvapnutí HCl andezity niekedy intenzívne šumia. Zaujímavá je najmä karbonatizácia výrastlíc plagioklasov so zonárnou stavbou, kde okrajové jedince albit-oligoklasu sú málo karbonatizované, ale stred je úplne zmenený. Častá je chloritizácia amfibolov a karbonatizácia pyroxénov.

### Tektonika

Jediný zložitejší tektonický útvar je werfenské súvrstvie spolu s permskými vrstvami sivých bridlíc a zlepecov ako člen chočského príkrova. Násunová plocha chočskej tektonickej jednotky sa na SZ mierne dvíha a jej styk s krížňanskou tektonickou jednotkou je na S od Malej Lehoty a na S od Píly (podľa Bieleho



geologickej mapy). Na S od tejto línie nasunutia vystupuje krížňanská séria, zastúpená triasom až kriedou-neokomom. Určenie permu plytkomorského vývinu analogického s permom južných gemeríd nasvedčuje tomu, že chočský príkrov sa nasunul z J, z územia prikrytých terciérnymi sedimentmi, teda z územia Šahy—Lučenec. Je zrejme časťou rozsiahleho chočského príkrovu, ktorého pôvodnú sedimentačnú geosynklinálnu oblasť možno určiť zhruba územiami južného Slovenska až severného Maďarska, a ktorého rozsah vyvrásňovania na území Západných Karpát ešte stále nemožno definitívne určiť. Mezozoikum Juhoslovenského krasu je časťou mezozoika obrovského plošného rozsahu s lokálne (v regionálnom meradle) odlišnými litofaciálnymi vývinmi, ktoré sa vo vrchnej kriede pod vplyvom zložitých tektonických a tektonometamorfných pochodov počas kriedy presunulo od J na S. Ide tu zrejme o jediný veľký strižný príkrov v Západných Karpatoch, ktorého presunová dráha mohla v generálnom, priečnom smere pohybu byť dlhá až 70 km.

V mapovanom území výraznejšou tektonickou formou je zlom S—J smeru, ktorý pretína Kuliarovu dolinu pri jej vyústení a ktorý hral pri mladých miocénnych zrudňovacích procesoch význačnú úlohu. Na zlome došlo k poklesu východnej časti. Mladšie útvary sa podstatnejšie tektonicky nenamáhali a jedinými tektonickými formami sú tu pukliny a trhliny.

### Rudné pomery

Prieskumné práce sa zamerali najmä na overovanie Cu zrudnenia do hĺbky, ktorého žila sa do hĺbky vyklíňuje a nahrádzajú ju Cu impregnácie. V minulosti sa preskúmalo okolie aj na polymetalické zrudnenie, zrejme veľmi mladé, patriace k miocénnemu vulkanizmu stredného Slóvenska. Fe, Cu zrudnenie (Fe, Mg karbonáty, chalkopyrit, tetraedrit) rudnej žily, ktorá sa skúmala, je zreteľne staršie, najskôr kriedové, geneticky viazané na procesy neoídneho, granitoidného magmatizmu v Západných Karpatoch. Polymetalické zrudnenie v tomto území koncentruje sa na blízkosť spomínanej zlomovej poruchy. Je preto možné, že pod werfenom a permom v tejto oblasti v karbonátových vrstvách krížňanskej série, ktorú predpokladáme v podloží chočskej, môže byť koncentrácia polymetalických rúd aj vo väčšom množstve. Treba, pravda, predpokladať, že aj Cu zrudnenie je tu mladšie ako nasunutie chočského príkrovu na jeho podložie — krížňanskú (obalovú) sériu kryštallického podložia.

Je známe, že polymetalické zrudnenie je na mnohých miestach medzi Veľkým Poľom a Novou Baňou. Polák (1954) opisuje z týchto území ložisko Ján Nepomucký pri Píle. Predpokladá, že toto ložisko (ako aj ďalšie výskyty) je geneticky späté so žilnými injekciami výbežku miocénneho andezitového vulkanizmu Štiavnicko-kremnického rudohoria a tvorí „akýsi prechod“ k paragenéze Cu výskytov v Moraz doline a pri Jedľových Kostolanoch (sideritové šošovky a kremeň-chal-



kopyrit-pyrit-galenitovou rejuvenačnou fázou v kryštaliniku Tribča), v hrubých črtách nápadne analogickú so spišskogemerskými ložiskami. Polák (1957) predpokladá tiež, že časť zrudnenia v Jedľových Kostolanoch predstavuje metalogénny efekt medzifázy variskeho orogénu. Minerálna asociácia, najmä vyššie termálnych až pneumatolyticko-pegmatitových minerálov (apatit, turmalín), jasne svedčí o tom, že ide o produkty granitoidnej magmy, a preto časť zrudňovacích procesov sa viaže na granitoidy Tribča.

Biely na základe roztrúsených výskytov sulfidického zrudnenia v krížňanskom mezozoiku v blízkosti plochy násunu chočskej série na krížňanskú vyslovil domnienku, že v podloží chočskej série mohli by sa vyskytovať metasomatické ložiská. K pravdepodobnosti tohto názoru treba dodať, že permské a werfenské súvrstvia mohli v tomto prípade pôsobiť ako prekážka pri vzostupnej tendencii dynamicky málo aktívnych a nižšie termálnych rudných roztokov polymetalického zrudnenia. Dokladom toho je aj poznatok, že polymetalické zrudnenie sa koncentruje v blízkosti význačného zlomového poklesu, ktorý pravdepodobne umožňoval rudným roztokom ľahší výstup až do werfenu chočskej série.

Pri orientačnom mineralogickom výskume, ktorý robil ÚVR, Kutná Hora, konštatovali sa tieto rudné minerály: pyrit, chalkopyrit a chalkozín. Podľa ÚVR sú tu známe dve periódy, oddelené intermineralizačnou tektonikou. Z nábrusového materiálu, ktorý orientačne spracoval J. Sluka, je postupnosť mineralizácie rudných minerálov takáto: pyrit, chalkopyrit, karbonáty Fe, Mg, magnetit a hematit. Najmladším minerálom je kremeň. Najčastejším typom štruktúry rudnej žily je brekciovitá až kostrovitá.

Z rozborov a z makroskopických pozorovaní vyplýva, že neexistujú podstatné rozdiely v mineralogickom charaktere rudnej žily v známom vertikálnom rozsahu. Je však pozoruhodné, že v západnej časti ložiska pridružuje sa, a to niekedy dosť podstatne, magnetit a hematit. Ide zrejme o mladšiu rejuvenačnú fázu kriedových metalogenetických procesov, v malých obmenách známych z ložísk Špania Dolina, Trangoška, Konský Grúň, Vyšná Boca, Vysoké Tatry, Rožňava a i. Osobitne nápadná je podobnosť tohto ložiska so špaňodolinským. Rovnaké ložiská vystupujú v perme aj vo werfene: špaňodolinské vo verukáne, pílanske aj v morskom perme. Ovšem geologické prostredie obidvoch ložísk je odlišné. Špaňodolinské ložiská prechádzajú z tatrídneho kryštalinika cez verukáno až do kremitych pieskovec obalu. Pílanske ložisko Cu rúd vystupuje v sérii chočského príkrovu. Rudné roztoky prenikali zrejme po jeho vyvrásnení, čo je dôležité najmä pre perspektívnosť tohto ložiskového revíru. Niektoré vrstvy v podloží hlavnej žily zachytili 1–3 m mocné impregnácie hlavne chalkopyritu. Keďže perm je všeobecne známy ako veľmi vhodné geologické prostredie pre zrudňovacie procesy, najmä pre vznik rudných ložísk impregnačného a šmuhovitého charakteru, je reálna nádej, že spomínané impregnačné zrudnenie by mohlo mať aj väčší ekonomický význam.

*Geologický prieskum, n. p.,  
Banská Bystrica*



## BEMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE DER LAGERSTÄTTE PÍLA

Der Verfasser beschäftigt sich in seiner Arbeit mit geologischen Verhältnissen der Erzkommen von Píla im Gebirge Pohronský Inovec in der Mittelslowakei.

*Perm* ist da durch zwei selbständige Schichtfolgen vertreten, und zwar durch graue Sand-schiefer, örtlich mergelig, mit Konglomeratlagen und durch bunte violarote Sandsteine und Schiefer.

*Paläogen* wird durch Konglomerat-, Sandstein- und Schieferschichten, *Neogen* durch tortonische mergelige tuffitische Sandsteine bis Brekzien — örtlich mit häufigen verkohlten Pflanzenüberresten — wie auch durch stark autometamorphierte vulkanische Gesteine (Torton-Sarmat) gebaut.

Im Raume der Erzlagerstätte wurden *zweierlei Vererzungstypen* festgestellt:

1. mit Fe, Mg, Mn, Karbonat, Chalkopyrit, Tetrahedrit, Magnetit (fällt wahrscheinlich in die Oberkreide);

2. polymetallischer Pb-Zn-Typ, hauptsächlich mit Galenit, und Sphalerit, wahrscheinlich miozänen Alters. Erzkommen konzentrieren sich in der Nähe der Bruchlinie, welche für die Erzlösungen als Aufstiegsweg dienen konnte.

*Geologische Forschung, VEB,  
Banská Bystrica*



DUŠAN KUBÍNY

## O GEOLÓGII A GENÉZE Fe, Mg KARBONÁTOVÉHO LOŽISKA PRI ČIERNOM BALOGU VO VEPORIDÁCH

### Úvod

Metagenetické problémy Západných Karpát sú stále predmetom diskusií; len málo ložísk, alebo ložiskových typov bolo s istotou zaradených k určitej metalogetickej epoche. Pestrosť rudných výskytov vo vekove rozličných útvaroch naznačuje u nich pomerne rozsiahlu geochronologickú škálu. Popisovaný typ zrudnenia v Karpatoch je doložený faktickým materiálom z prieskumných prác v rámci vyhladávacieho prieskumu na tomto ložisku.

Územie ložiska leží približne vo smere V—Z od štátnej cesty z Brezna na Dobroč, asi 700 m severne od Čierneho Balogu.

Morfologický charakter územia je podmienený geologickou stavbou. Kryštalický podklad prevažne diafioritizovaných, alebo dislokačne metamorfovaných rúl, migmatitov a granitoidov predurčil vcelku mierny reliéf prevažnej časti okolia. Výraznejšie členený reliéf prejavuje sa v okolí Hajnej hory, budovanej andezitovými pyroklastikami. Klasický príklad závislosti zmeny reliéfu od geologického zloženia skytá územie Tisoveckého Vepora, ktorého plochý andezitový vrchol ukončený strmými okrajovými stenami a svahmi možno na diaľku rozpoznať.

Najvyšším bodom nad prieskumným územím je vrch Suchá (k. 850,7); Čierny Hron v Čiernom Balogu má 525 m n. m. Banské diela ležia vo výške 600—680 m n. m. Územie ložiska má výhodnú južnú expozíciu s priaznivými meteorologickými a klimatickými podmienkami.

Počiatky dobývania na tomto ložisku nie sú známe. Archívne údaje (A. Bergfest 1955) popisujú ťažbu na štolni Adolf, Jozef a Karolína už v r. 1829.

Z mladších správ o ložisku sú známe stručné údaje o chemizme ložiska od L. Maderspacha (1880). Niekoľko údajov uvádza aj K. Papp (1919) a konečne najviac poznatkov uverejňuje A. Bergfest (1955). R. 1953 v rámci orientačného základného výskumu zaoberal sa týmto ložiskom autor. Prieskumné práce potvrdili a doplnili poznatky základného výskumu.



## Geologické pomery v okolí ložiska

Ložisko vystupuje v kráľovoľskom kryštaliniku v blízkosti tektonického rozhrania krakľovskej a kráľovoľskej zóny. V tejto časti prevládajú ešte kryštalické bridlice s rôznym stupňom dislokačnej metamorfózy. Smerom k východu prevláda ortozložka a v severných svahoch Hajnej hory a južne od Michalovej a Polhory, vystupujú prevažne len granitoidné horniny dislokačne metamorfované.

Krakľovské kryštalinikum začína mohutným pruhom fylonitov. Severne od neho nasleduje pásma diafторitických svorov, ďalšie pásma na východ od Brezna tvoria kremité pararuly a ich diafторity s intruzívnymi porfýroidmi a ešte ďalej k S je pásma diafторitov s ofiolitmi amfibolitov. V breznianskej kotline ležia paleogénne bazálne brekcie, slieňovce, slienité bridlice a pieskovce drobnorytmického flyša. Na paleogéne transgresívne a diskordantne ležia sladkovodné štrky a piesky bez fauny. Mladším útvarom sú andezitové pyroklastiká severne od ložiska, ktoré budujú rozsiahly hrebeň Hajnej hory. Ešte mladšie sú výlevy biotitických andezitov Z a S od Polhory a na iných miestach ďalej na V.

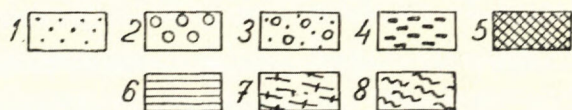
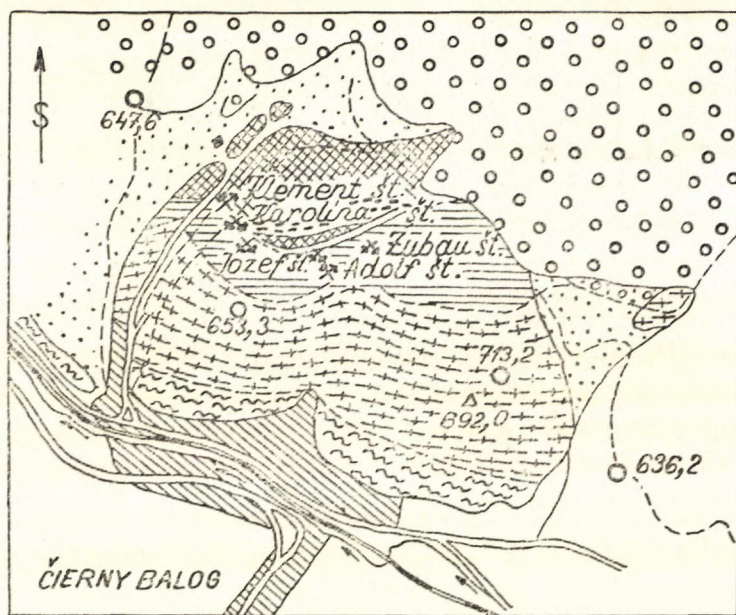
Kvartéru patria niektoré terasy v údolí Hrona. Rozsiahle sú aj eluviálne a aluviálne riečne akumulácie, svahové sutiny a kužele.

Hlavný rys geologickej stavby bol formovaný alpsko-karpatským orogénom, hlavne subhercýnskou fázou vrásnenia medzi cenomanom a senónom (A n d r u s o v — B y s t r i c k ý 1959). Toto rámcové zaradenie hlavných horotvorných pochodov alpsko-karpatského orogénu vzťahuje sa len na pochody príkrovového vyvrásnenia mezozoických más. Tektonometamorfné procesy, ktoré sa odohrali v podložnom kryštaliniku svedčia o oveľa zložitejšom vývoji tektonických a tektonometamorfných pochodov v rámci karpatského orogénu. Ide tu hlavne o vnútorné tektonické a tektonometamorfné a magmatogénne pochody, ktoré svojou mohutnou aktivitou v strednej a vrchnej kriede podmienili tektonický pohyb nadložných más, hlavne mezozoických.

Z viacerých prác V. Z o u b k a (1928, 1935, 1936) i autora (1954, 1958, 1959, 1960) je známe, že hlavne severné veporidné zóny, včítane Ľubietovskej zóny, boli počas karpatského vrásnenia zvlášť intenzívne a komplikovane zvrásnené a komplexy hornín dislokačne metamorfované. Vyplýva to už aj zo samej predispozície týchto častí kryštalinika, ktoré sa skladalo hlavne z mohutných komplexov kata- až mezometamorfovaného parakryštalinika. Toto zrejme ľahšie podliehalo vplyvom vrásnenia než kryštalinikum granitoidných masívov Nízkych Tatier (na severe) a zóny Kráľovej hole (na juhu). Pri počiatočnom jednosmernom tektonickom nápore od juhu v počiatkoch subhercýnskej fázy vrásnenia vytvárali sa v kryštaliniku zložité tektonické štruktúry spojené s rozsiahlou redukciami celých podzón, ba v oblasti Kráľovej hole a na východ od nej aj zón, čo podmienilo odlepovanie mezozoika, hlavne na juh od nízkotatranského kryštalinika, a jeho posúvanie k severu v podobe násunov až príkrovového charakteru.



V súvisе so zložitými tektonickými procesmi odohrával sa aj mohutný metamorfný akt, hlavne v kryštaliniku, v podobe rozsiahlej retrográdnej metamorfózy — diaflorezy v regionálnom meradle a došlo aj ku karbonátovému zrudneniu balockého ložiska, resp. ďalších rudných indícií podobného charakteru vo veporidách (napr.



Geologická skica ložiska Čierny Balog. 1 — sutinové a terasové akumulácie; 2 — andezitové pyroklastiká; 3 — tufity (stavebné suroviny); 4 — fylonity porfyroidov; 5 — diaflorezy kremičných pararúl; 6 — fylonity pararúl a migmatitov; 7 — diaflorezy migmatitov a migmatity s imbibíčnými ortoklasmi; 8 — ptygmatitické migmatity a ich diaflorezy.

v granodioritových porfyritoch v Halnoch pri Brezne, severne od Závadky a na iných miestach). Ložiská karbonátov tohto typu nemajú prirodzene nič spoločného (alebo len veľmi málo) so žilami sideritovej formácie gemeríd, veporíd a tatríd, ktoré sú typicky hydrotermálne. Mladšie sulfidické zrudnenie — perióda sulfidických rúd (chalkopyritu a tetradritu) na tomto ložisku má zas spoločný pôvod s mnohými podobnými ložiskami Západných Karpát. Za zdroj sulfidického zrudnenia na balockom i na iných ložiskách považujem kriedový magmatizmus, podobne ako napr. Mášková (1957), Varček (1957), Šchönenberg (1949) (pozri zprávu Archív GÚDŠ za r. 1952 a 1953).



Preniknutie granitoidných intrúzií nastalo v doznievaní tektonických pohybov subhercýnskej orogenetickej fázy, t. j. pred senónom. Tak ako poznáme zložité magmatogénne a diferenciačné procesy granitoidných intrúzií v tatrindných variských jadrových pohoriach, aj kriedové intrúzie mali svoje subfázy, hlavne pneumatolytickú a hydrotermálnu, pričom hydrotermálna je mladšia ako pneumatolytická. Mladé magmatické masy začali prenikať do vrchnej časti zemskej kôry až po tektonickom vývoji, o ktorom sa zmienim nižšie.

V mladších obdobiach subhercýnskej fázy na kryštaliniku, mladšom paleozoiku a miestami aj obalovom mezozoiku prejavili sa vonkajšie tektonické a tektonometamorfné vplyvy, ktoré boli podmienené pohybujúcimi sa príkrovovými masami. Tieto vtlačili kryštaliniku ďalší, mladší tektonometamorfný štýl. Takto pohybovú aktivitu, ktorú druhohorné série prevzali od podložného kryštalinika a paleozoika v mladšom období subhercýnskeho vrásnenia, podložiu vracajú (napr. vytvorenie štruktúrneho štýlu klenby Fabovej a Kráľovej hole — K u b í n y 1958, 1959)

Pri dislokačnej metamorfóze dochádzalo teda k rozsiahlej deštrukcii hornín, čiže minerálnych kryštalografických mriežok, čím prirodzene nastala rozsiahla migrácia minerálnych komponentov, synkinematická rekryštalizácia a vznik nových kryštálov, t. j. neokryštalizácia (K u b í n y 1958).

V minulosti takto vysvetľoval tvorenie karbonátov železa, resp. aj iných rúd v Západných Karpatoch V. Z o u b e k (1937, 1953). Limonitické pseudomorfézy popisuje Zoubek z mylonitových zón v kremenných žilách a vo forme mikrolitických romboedrických prierezov v mylonitoch. Vznik  $\text{FeCO}_3$  vysvetľuje migráciou a rekryštalizáciou látok už pôvodne v hornine prítomných —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  z biotitu,  $\text{CO}_2$  z uzavrenín v kremeň. Podobný pôvod V. Zoubek pripisuje aj albitu, turmalínu, rutilu a titanitu. Podľa niektorých rakúskych autorov ide o regionálnu difúziu minerálnych komponentov v dôsledku rozsiahlej metamorfózy kryštalických hornín.

Pre objasnenie balockého ložiska je dôležité zistenie pôvodu  $\text{CO}_2$  pri tvorení rudných minerálov. Podľa V e r n a d s k é h o (1924)  $\text{CO}_2$  sa uvoľňuje pri rozpade hornín v dôsledku vetrania a erózie. V. Zoubek zdôrazňuje, že  $\text{CO}_2$  sa nachádza v mikroskopických dutinkách kremeňa, hlavne v žulách. Častý výskyt mikroskopických zrníek sekundárneho vápenca v rôznych metamorfovaných kryštalických bridliciach a eruptívach poukazuje na to, že  $\text{CO}_2$  je rozšírený v rôznych útvaroch a horninách. Vznik rôznych karbonátov je pozorovateľný hlavne v mylonitoch, epitektonitoch a diaforitoch so slabo prejavenu dislokačnou metamorfózou. U fylonitov alebo extrémnych diaforitov prevláda už len kremeň. Ostatné komponenty unikli z prostredia silne až extrémne tektonometamorfné namáhaného.

Podobným spôsobom som popísal vznik Fe, Mg karbonátov (1959) aj severne od Závadky, kde píšem: „Severne od Závadky bývajú amfibolity silne dislokačne metamorfované v tmavozelené a zelenosivé fylonity, s častými sekundárne vykryštalizovanými žilkami ankeritických karbonátov. Ide zrejme o neokryštalizačný proces sekrečného pôvodu, vyvolaný silnými dislokačnými pohybmi, spojenými s rozsiahlou deštrukciou primárnych minerálov a vznikom nových sekundárnych minerálov, pričom uvoľnené komponenty minerálov migrovali a spôsobili rozsiahlu metamorfózu, alebo vytvorili nové minerály v určitých podmienkach neokryštalizačného procesu“ (str. 154).

Ako z uvedeného vyplýva, zrudnenie tohto typu karbonátov, ktoré vo veporidách môžeme predpokladať na mnohých miestach v menších i väčších koncentráciách,



je mladého veku a zaraďujeme ho do metamorfných a vrásnivých pochodov staršieho obdobia subhercýnskej fázy vrásnenia. Podmienky vzniku rudných koncentrácií vytvárali sa už prirodzene skôr, predovšetkým v mladšom období austrijskej fázy. Rovnako prenikanie do vyšších častí kryštalinika, prípadne mezozoika, v podobe ložiskových koncentrácií mohlo prebiehať aj v mladšom období subhercýnskej fázy vrásnenia. Lamarská tektonika prejavila sa pravdepodobne vo forme dislokácií, poklesov a zlomov, ktoré bývajú doprevádzané ďalšou, často ultrametamorfózou, čiže tvorením ultradiaforitov a ultramylonitov, ktoré sa hojne vyskytujú aj na popisovanom ložisku.

### Náčrt geologických pomerov

Na stavbe územia ložiska zúčastňujú sa hlavne tieto horniny:

1. biotitické pararuly a migmatity arteritického typu;
2. migmatity s prevahou ortokomponenta a s imbibičnými živcami, niekedy až s pegmatitovým zložením ortokomponenta;
3. kremité pararuly a ich nepravidelné migmatity, často s ptygmatitickými pegmatitovými a aplitovými žilkami;
4. intruzívne kremité porfýry;
5. diafority a epitektonity kryštalinika ako nový mladší petrofaciálny typ;
6. Fe, Mg karbonátové zrudnenie — prechodný typ medzi ferromagnezitom a ankeritom, kremeň, hydrometamorfity (hydrotermálne metamorfované horniny);
7. fylonity a ultrafylonity;
8. pegmatity ako prejav kriedovej intrúzie typu Hrončok;
9. mladšie ultramylonity a ultrafylonity.

Kryštalinikum v katametamorfnom vývine tu temer nevystupuje alebo len v niektorých polohách (zistené vrtnými prácami).

U diaforitov v okolí ložiska možno rozlíšiť niekoľko typov:

- a) diafority, charakteristické sekundárnym chloritom a muskovitom;
- b) diafority — fylonity chloriticko-sericitické, alebo len sericitické (až diaforitické kvarcity);
- c) diafority ultrafylonitické — na týchto sa prejavujú aj mladšie vplyvy mylonitizácie;
- d) diafority rýchlej diaforézy — vedľa seba vystupujú sekundárny chlorit a sericit, resp. nezmenené živce. Všetky typy diaforitov, okrem ultrafylonitov boli už popísané (K u b í n y 1958—1959).

V okolí ložiska a v nadloží vystupujú fylonity pararúl, alebo migmatitov s prevahou parakomponentov. Charakteristické je ich jednoduché petrografické zloženie. Vo výbruse pozorovať pravidelné striedanie zóniek kremeňa mozaikového usporiadania a zóniek sericitu, ktoré zvyrazňujú foliačné plôšky neobridličenosti. V zónach sericitu sú aj reliktý plagioklasov, ktoré sa nikdy nedajú presne stanoviť, niekedy aj epidoty a minerály epidot-zoizitovej skupiny. Temer vždy sa v hornine nachádzajú ľimonitické šmuhy, alebo reliktý pseudomorfóz po Fe, Mg karbonátoch alebo pyrite.

Vo fylonitoch v nadloží ložiska sú polohy chloriticko-muskovitického typu diaforitov, makroskopicky charakteristické výraznými šupinami sekundárneho muskovitu. Vo výbrusoch sú dobre rozoznateľné aj chloritizované alebo epidotizované biotity. Textúra týchto diaforitov nie je tak usmernená ako u fylonitov, lebo nepodľahli takým intenzívnym dislokačným účinkom ako fylonity. Živce — plagioklasý bývajú zachované pred úplnou sericitizáciou alebo sausrizáciou.



Fylonity majú miestami charakter diafторitických kvarcitov, kde sa okrem kremeňa vyskytuje ojedinele aj sericit. Takéto diafторity majú bielu farbu a podobajú sa hydrotermálne metamorfovaným silicifikovaným fylonitom. Diafторitické kvarcité vyskytujú sa na viacerých miestach v okolí ložiska.

Najrozšírenejšou horninou hlavne v podloží ložiska sú *migmatity* a ich diafторity s prevahou ortokomponenta a s imbibičnými živcami. U tohto typu horniny je dosť ťažko určiť para a orto-zložku. Niekedy paramateriál vystupuje v zhlukoch s minerálmi podstatne menšími, inokedy možno identifikovať len biotit alebo chlorit, podľa stupňa diafторézy. Injekčná zložka má určité zvláštnosti. Injekčný materiál vznikol vo dvoch kryštalizačných fázach; v prvej kryštalizovali plagioklasy, kremeň a muskovit (muskovit ojedinele), v druhej ortoklasy, mikrokliny a mikropertity, ktoré uzatvárajú staršie sericitizované, sausuritizované a muskovitizované plagioklasy. Ortoklasy a mikrokliny nemusia vystupovať vždy ako imbibičné výrastlice. Prevažne však tvoria výrastlice 0,5—5 cm, ktoré sú podobne ako ortoklasy, odolné voči dislokačným vplyvom, majú pevnejšiu a stálejšiu kryštalografickú mriežku, z ktorej sa komponenty uvoľňujú len pri najväčšom tlaku. Preto niekedy ani uzavreté plagioklasy nebývajú postihnuté tak intenzívne rôznymi sekundárnymi zmenami, ako voľne vykryštalizované plagioklasy. V niektorých prípadoch sú však temer celkom albitizované. Je pomerne ťažko stanoviť vek albitizácie, ktorá môže mať pôvod v kryštalizačných procesoch pri vzniku ortoklasov, alebo môže byť mladšia (z obdobia permských alebo kriedových tektonometamorfných procesov).

Značne rozšírené sú *kremité pararuly* a ich diafторity. Sú to vcelku drobnozrnné horniny s veľkosťou zŕn 0,1—1,0 mm, väčšinou s prevahou kremeňa nad živcami a sludou (pôvodne len biotitom). Už skutočnosť, že sú na kremeň bohaté, naznačuje ich nestály štruktúrally a metamorfný charakter. Sú preniknuté sieťou pegmatit-aplitových žiliek vo forme šošoviek a menších žíl. Len málokedy sú masívne, väčšinou brekciovité, s ostrohranným rozpadom. Niekedy sú veľmi chudobné na živce, takže ich možno označiť ako katakvarcité. Pri silnej diafторéze vznikajú z nich fylonity až fylonitické kvarcité, pri slabšej chloriticko-muskovitické diafторitické bridlice. Sú impregnované pyritom, po ktorom zvetrávaním a vyluhovaním v oxidickej zóne ostávajú limonitické pseudomorfozy. Kremité pararuly a ich diafторity vystupujú v ďalšom nadloží ložiska.

Na kremité pararuly viažu sa intruzívne porfyroidy, ktoré sú intenzívne zbridlčenaté-fylonitizované. Fylonity porfyroidov boli navŕtané vrtmi a zistené na povrchu (vrt č. 1 a rýha R-1 a R-2, kde sa overovala kremenná žila s limonitizovanými Fe, Mg karbonátmi). Makroskopicky je to biela hornina podobná sericitickým kvarcitom. Iba kremenné oká odolávajú aj najintenzívnejším dislokačným vplyvom. Okrem kremeňa, ktorý je tu v prevahe, vystupuje sericit, epidot, epidot-zoizitické minerály a opaktné minerály, hlavne pseudomorfozy po pyrite a limonitické šmuhy. Biotity možno rozlíšiť len v chloritizovaných a limonitom silne zastrených reliktoch. Veľmi mladý je albit, ktorý uzatvára zhluky sekundárneho sericitu a kremeňa.

Zrudnenie tu nie je monominerálne; ide o určitú škálu Fe, Mg karbonátov s rôznou izomorfnou miesivosťou komponentov Fe, Mg a Ca, so stabilnejšou zložkou Mn a s veľmi nestálym SiO<sub>2</sub>.

Zrudnenie, ako už bolo naznačené, spôsobuje vo svojom blízkom okolí hydrotermálna metamorfóza, ktorá sa prejavuje prínosom karbonátov do okolitých diafторitov a prekremením. Inde sa hydrotermálna metamorfóza prejavuje len prínosom kremeňa a vybielením okolitých hornín.

Stupeň a rozsah hydrotermálnej premeny je závislý od veľkosti rudného telesa, alebo od množstva hydrotermálnych roztokov, z ktorých sa vyzrážali, resp. vykryštalizovali rudné telesá. Hydrotermálna premena uplatňuje sa hlavne v tes-



nom nadloží rudných telies, v mocnosti až 15 m. Napr. v štólňi Klement boli konštatované dve hlavné rudné telesá a niekoľko malých šošovkovitých žíl karbonátov. Horné teleso má mocnosť asi 12 m, nepravidelný šošovkovitý tvar smeru V—Z so sklonom ca 50° k S. V primárnej karbonátovej rude vyskytujú sa nepravidelné šmuhy a šošovky hydrotermálneho kremeňa. V nadloží telesa sú hydrotermálne zmenené diafority migmatitov, v ktorých pozorovať intenzívne prekremenenie diaforitov (tieto prechádzajú až do čistého hydrotermálneho kremeňa), ďalej množstvo drobných výskytov karbonátov rovnakého charakteru ako hlavné rudné teleso a ojedinele aj pyritizáciu. Druhé hlavné teleso — spodné — má skôr charakter nepravidelne vyvinutej šošovkovitej žily, ktorá dosahuje dĺžku 500—600 m s nepravidelne vyvinutými tvarmi v jednotlivých úsekoch. V komíne Klement štólne má mocnosť až 3 m, inde menej. Žilník má tiež smer V—Z, sklon nejednotný, vcelku k S. V jeho apikálnej časti, ktorá bola zistená vo vyzmáhanej štólňi Adolf, má antiklinálny ráz, čiže z úklonu severného prechádza do južného. Ide tu o zrejmu viazanosť zrudnenia na mladé diaforitické štruktúry. Toto hlavné teleso žilníkového charakteru bolo predmetom rozsiahlej ťažby v limonitickom klobúku. Pruh hydrotermálne zmenených hornín dosahuje mocnosť až 20 m; drobné rudné karbonátové šošovky dosahujú v pruhu hydrotermálnej premeny mocnosť až 1 m. V blízkosti rudných telies je ich zrejme veľa, lebo len v dvoch starých vyzmáhaných štôľňach sme zistili niekoľko.

Ruda, aj keď sa zdá byť homogénna, je preniknutá, alebo uzatvára mnohé nepravidelné tvary hydrotermálneho kremeňa, čo komplikuje celkovú textúru rudných telies. Aj v samostatnej karbonátovej rudnej hmote jednotlivé kryštály majú rôzny charakter, zistený aj makroskopicky (napr. majú rôzne farebné odtiene). Aj zrnitosť rudy sa z miesta na miesto mení. Vcelku ide o stredno- až hrubozrnnú rudnú zmes karbonátových minerálov, blízkych ferromagnezitu. Presnejší charakter celého zrudnenia bude možno presnejšie uviesť až po mineralogickom a geochemickom rozbere. Rozhodne ide o karbonáty, ktoré svojím chemizmom neodpovedajú žiadnemu z doteraz známych karbonátových rúd.

Najmladšie produkty na ložisku (okrem štvrtohorných akumulácií a produktov povrchových atmosférických vplyvov) sú mylonity diaforitov a ultrafylonity. V podstate tu ide skôr o čisto tektonické deformácie diaforitov-fylonitov, alebo dotvorenie fylonitickej asociácie minerálov, teda o deformácie kremeň, sericit, resp. epidot. U fylonitov ide prevažne o textúrne deformácie.

Z tektonických črt ložiskového územia je dôležitá neobridličnatosť a systémy puklín a trhlín, ktoré sú výsledkom čiastočne zdedených, čiastočne novovytvorených tektonických prvkov karpatskej tektoniky. Hlavným tektonickým smerom je V—Z, resp. VSV—ZJZ so sklonom k severu, od temer horizontálnych plôch po plochy sklonené do 60° k S. Na tieto štruktúrne smery viažu sa aj rudné telesá. V hornej časti ložiskové telesá majú temer horizontálny priebeh, ktorý sa smerom do hĺbky skláňa do 40—50° k S.



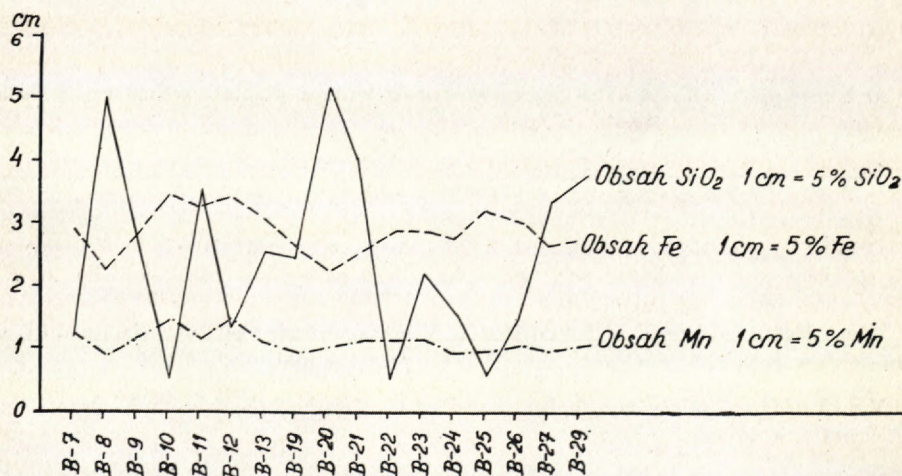
Najdôležitejšie systémy puklín sú orientované naprieč neobridličnatosťou alebo čiastočne diagonálne k nej, t. j. vo smere SSZ—JJV so zvislým alebo veľmi strmým úklonom na Z alebo V. Aj na tento systém trhlín viažu sa rudné výskyty, ovšem bez väčšieho významu.

Mylonitové poruchy a dislokácie mladšie ako zrudnenie majú smery zdedené od predrudnej tektoniky, alebo sú čiastočne ovplyvňované rudnými telesami; sú tu aj novšie odchylné tektonické smery, ktoré pre obmedzený rozsah prieskumných prác nemožno spoľahlivo zhodnotiť.

### Poznámky ku genéze ložiska

Zvláštne vystupovanie rudných minerálov Fe, Mg karbonátov vo veporidnom kryštaliniku, ďalej tvorenie karbonátov pri mylonitizácii pozorované v tatridnom kryštaliniku, viazanosť zrudnení na intenzívne tektonometamorfné zmenené horninové pruhy vo veporidách hovoria za to, že ložisko Fe, Mg karbonátov na Čiernom Balogu predstavuje epigenetický typ.

Genéza ložiska súvisí s rozsiahlymi procesmi migrácie minerálnych komponentov v kryštaliniku veporidných zón. Rudné roztoky vznikali ako produkt rozsiahleho uvoľňovania a migrácie niektorých minerálnych komponentov z kryštalových mriežok najmä biotitu a živcov (v iných útvaroch, napr. v amfibolitoch mimo prieskumného územia aj z amfibolitoch).



Graf chemizmu rudy v primárnej zóne

Takémuto genetickému ponímaniu Fe, Mg karbonátov nasvedčujú nasledovné zistenia:

- veľká mobilnosť Fe, Mg, Ca, SiO<sub>2</sub> komponentov;
- polyminerálnosť Fe, Mg karbonátov;



- c) veľmi variabilné chemické zloženie rudy;
- d) miestami extrémne vysoký obsah SiO<sub>2</sub> v rude;
- e) existencia ojedinelých „imbibovaných“ minerálov Fe, Mg karbonátov, malých koncentrácií, žiliek, žíl a šošovkovitých telies.

Okrem Fe, Mg karbonátového zrudnenia pristupuje tu bez ekonomického významu mladšie sulfidické zrudnenie, zastúpené chalkopyritom a tetraedritom v dvoch rudných asociáciách.

V asociácii chalkopyrit-tetraedrit-kremeň bolo zrudnenie zistené v tenkej žilke vo vrte ČBV-1 v hĺbke 77,80 m—78,80 m temer vo zvislom priebehu. Vo vrte ČBV-2 bolo sulfidické zrudnenie zistené ako mladšia impregnácia v Fe, Mg karbonátoch v žilke 7 cm mocnej, so sklonom 30°, v hĺbke 130,30—130,37 m. Impregnácie chalkopyritu prenikajú aj do najbližšieho okolia, do hydrotermálne metamorfovaného diaforitu — migmatitu. Podobné impregnácie sú aj v hĺbke 131,90—131,95 m.

Mladšie sulfidické zrudnenie sa viaže na hydrotermálne prejavy granitického magmatizmu, v danom prípade typu Hrončok. Ako ukazujú spektrálne analýzy z hrončockého granitu vo Veľ. Doline a Kamenistého potoka, dosahuje Cu v granite až stotinového zastúpenia.

Analýza z Cu, Fe, Mg zrudnenia z vrtu ČBV-2 hĺbky 130,30—130,37 m udáva tieto výsledky:

	%		%
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,80	Cu . . . . .	2,44
CaO . . . . .	11,16	S . . . . .	2,27
Fe . . . . .	7,09	Mn . . . . .	0,39
MgO . . . . .	5,33	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16

Archívne zprávy udávajú hojné impregnácie chalkopyritu a sekundárnych minerálov malachitu a azuritu zo štólne Dolná Karolína a Adolf.

#### Chemizmus ložiska

Obsah Fe v primárnej rude kolíše od 8—20 %, najčastejšie medzi 10—16 %. Zníženie obsahu Fe spôsobuje zvýšenie obsahu SiO<sub>2</sub>, viazaného jednak na rudu a jednak voľného, ktorý tvorí nepravidelné šošovky a koncentrácie.

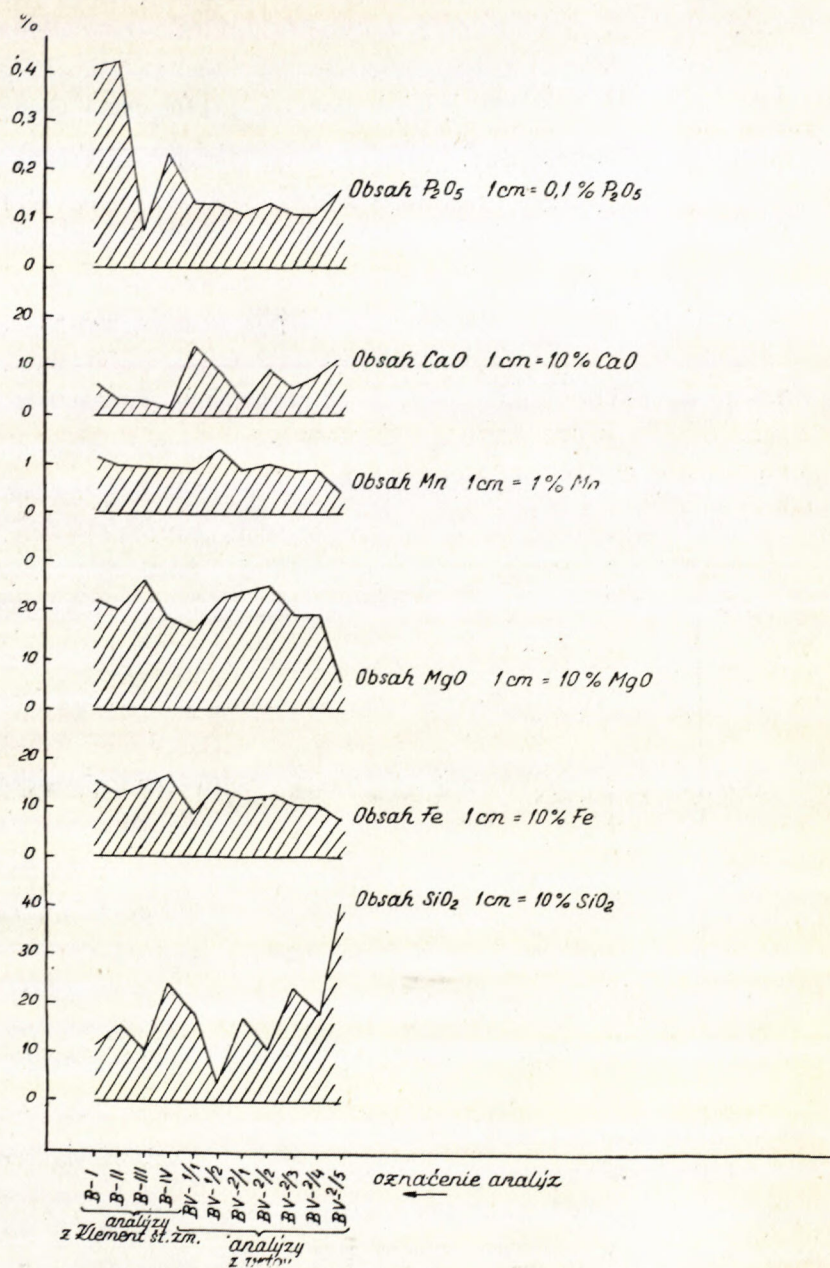
Obsah MgO sa pohybuje od 5,0 do 25,0 %. V primárnej rude vždy prevládajú nad Fe. Obsah Mn kolíše v primárnej rude medzi 0,2—2,01 %, prevažne medzi 0,8—1,2 %.

Vzorka odobraná otkovým spôsobom z nadložného šošovkovitého telesa v Klement štólne, má priemerne toto zloženie:

	%		%
FeO . . . . .	20,73	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,66	CaO . . . . .	4,10
MgO . . . . .	24,50	P . . . . .	st.
MnO . . . . .	2,01	S . . . . .	0,14
SiO <sub>2</sub> . . . . .	3,40		



Celkový chemizmus zrudnenia je podaný v grafickom znázornení:



Grafické znázornenie celkového chemizmu ložiska (okrem vrchnej časti oxydačného pásma)

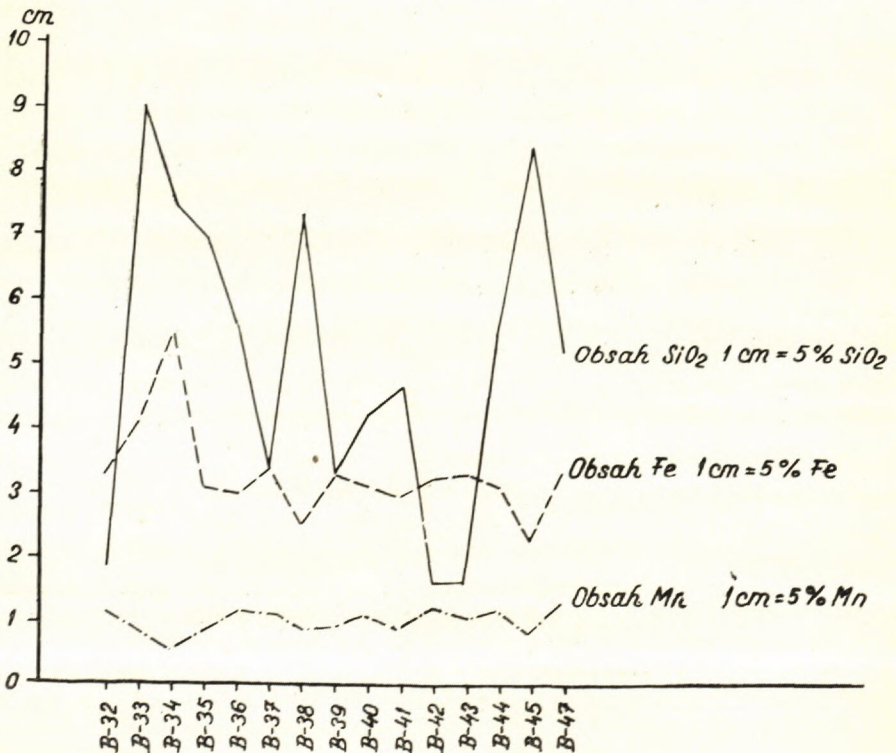


Tabuľka objemových váh a vlhkosti rudy

Označ. vzorky	Dielo	Označ. horniny	Obj. váha	Vlhkosť	Chemizmus v %		
					Fe	Mn	SiO <sub>2</sub>
ČB-KI-1	Klement. štól.	ferro-kalcit-magnezit, primárne Fe, Mg	3,10	0,014	14,56	1,52	6,52
ČB-KI-2	Klement. štól.	karb. + SiO <sub>2</sub>	3,08	0,014	14,04	1,00	11,57
ČB-KI-3	Klement. štól. medzipatro	limonitizov. Fe, Mg karb. + SiO <sub>2</sub>	2,89	0,90	14,56	1,20	7,85
ČB-A	Adolf. štól.	limonit + kremeň	2,10	20,45	13,00	1,25	72,50
ČB-R7	rýha R-7		1,89	24,21	20,28	1,93	55,77
ČB-Šč-2	šachtica Šc-2		1,99	11,47	21,32	1,87	53,40

Doplnok k tabuľke: Hodnoty S a Cu graficky neboli znázornené. Zastúpené sú prevažne v stopách, alebo stotiniach, mimo vzorky BV 2/5, kde Cu = 2,44 % a S = 2,27 % z impregnácií chalkopyritu.

Kolisavosť chemického zloženia zobrazujú aj grafy trojkomponentných chemických analýz.



Graf chemizmu čiastočne limonitizovaných Fe, Mn karbonátov



Z uvedených hodnôt sú markantne viditeľné podstatne odlišné kvalitatívne fyzikálno-chemické vlastnosti zrudnenia v primárnej, prechodnej a oxydačnej zóne Fe, Mg rudného ložiska na Č. Balogu. Tu je aj vysvetlenie prečo starci ťažili len v limonitickom klobúku, kde pri ručnom triedení a odstránení makroskopicky dobre viditeľného kremeňa dobývali pomerne kvalitnú železnú rudu.

### Záver

V kráľovohoľskom kryštaliniku veporíd bol overený nový typ ložiska Fe, Mg karbonátov, ktoré svojím chemizmom patrí medzi skupinu ankeritu a ferromagnetitu (breuneritu). Ide tu o epigenetické zrudnenie, ktorého vznik spadá do obdobia rozsiahlych tektonometamorfných procesov v subhercýnskej fáze alpsko-karpatského orogénu. Zrudnenie Fe, Mg karbonátov je o niečo staršie ako intrúzia hrončockých granitoidov, na ktorú sa viažu výskyty veľmi mladých pegmatitových žiliek a chemicky a magmatogénne aj prítomnosť Cu zrudnenia (chalkopyrit a tetraedrit) s kremeňom v podobe žiliek alebo impregnácií v karbonátoch Fe, Mg a diaforitoch.

Pre zhodnotenie perspektívnosti Fe rudných ložísk najdôležitejšie sú kritériá: genéza; geologické a ekonomické zhodnotenie.

O genéze Fe karbonátových rudných ložísk existujú nateraz dva hlavné názory:

a) Fe rudné žily sú hydrotermálneho pôvodu a sú viazané na magmatické procesy.

b) Fe karbonátové rudy vznikli z niektorých komponentov pri deštrukcii kryštalických hornín, pričom roztoky mohli aj regionálne difundovať v zemskej kôre. Tento názor z Álp aplikoval V. Zoubek (1937) pre Fe karbonátové ložiská prakticky v celých Západných Karpatoch. Podľa nášho názoru Fe karbonátové ložiská v Západných Karpatoch patria do oboch typov.

Podľa niektorých poznatkov Fe zrudnenie prvého genetického typu nemá väčší ekonomický význam. Vznik zrudnenia nutne predpokladá rozsiahlejšie tektonické postihnutie kryštalických hornín v mylonitových pruhoch alebo v diaforitových zónach. Keby bola diaforéza a mylonitizácia varíska, mali by existovať ložiská tohto typu aj varískeho veku. Je však málo pravdepodobné, že varíska diaforéza mala väčší rozsah. Pre vznik diaforitov sú nezbytné rozsiahle alpinotypné pochody, ktoré sa vo varískej etape uplatnili len v menšej miere.

### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. — Bystrický J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Z. Karpatoch. Geol. sb. II, Bratislava. — [2] Bearth P., 1948: Über Albitisierung in Altkristallen des Monte Rosa. Schweiz. Min. u. Petr. Mitteil. B XXVIII, Basel. — [3] Bergfest A., 1955: Brezno a okolie — Čierny Balog (Archívny elaborát UBA) B. Štiavnica. — [4] Clar E. — Friedrich O., 1933: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und



Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol. — [5] Cornelius H. P., 1955: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. B XV. — [6] Kubíny D., 1953: Posudok o železorzudnom ložisku Čierny Balog a Jergov. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [7] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subatranských príkrokov na juh od Brezna. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [8] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. Geol. práce, Zprávy 12, Bratislava. — [9] Kubíny D., 1959: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. — [10] Kubíny D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku „hrončockej“ žulovej intrúzie. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [11] Maderspach L., 1880: Magyarország vásérc fekhelyei. Budapest. — [12] Máška M., 1957: Poznámky k predterciérni metalogenesi Západných Karpat zvlášť Spišsko-gemerského rudohoří. Sborník X. jubilejného sjazdu Čsl. spol. pre min. a geol. pri ČSAV, Bratislava. — [13] Papp K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches I. Budapest. — [14] Petrascheck W., 1926: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Comptes rendu du Cong. Géol. Internat. XIV, Madrid. — [15] Schönerberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. Bd. 99, Stuttgart. — [16] Suess F. E., 1936: Vergleichender Orogen. Sitzber. d. Akad. d. Wissensch., Wien. — [17] Ulrich F., 1928: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenesy. Rozpravy II. tř. Čes. akad. věd XXXVII/8, Praha. — [18] Varček C., 1954: Predbežná zpráva o štúdiu sideritovej forziácie pri Rožňave. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [19] Varček C., 1955: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [20] V. Zoubek, 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních žřidel. Věstník SGÚ XI/5, Praha. — [21] V. Zoubek, 1937: Dva nálezy rud v mezozoiku Ľumbierské zóny. Věstník SGÚ XIII, Praha.



MILAN BRODŇAN

## GEOLOGICKÁ STAVBA ŠTÚROVSKÉHO UHOĽNÉHO LOŽISKA

### Úvod

Na území Maďarska, susediacom s východnou časťou Podunajskej nížiny (Komárno—Štúrovo), sú známe ložiská eocénneho a oligocénneho hnedého uhlia. Dobývajú ich v oblasti Dorog—Tokod a Dudar—Tatabánya. Na území Slovenska v okolí Štúrova Uhoľný, neskôr Geologický prieskum, n. p. Turčianske Teplice, robil v rokoch 1955—1960 vyhľadávaci prieskum, ktorého výsledky tu zhrňujeme.

Štúrovské uhoľné ložisko leží v južnej časti Slovenska, v Podunajskej nížine, medzi obcami Štúrovo a Čenkov. Južnú (geografickú) hranicu ložiska tvorí rieka Dunaj, na Z a V je hranica tektonická, na S je určená vyklínením uhoľných slojov. Južnou hranicou je ložisko oddelené od eocénnej dorog-tokodskej panvy, ktorá sa rozprestiera na severnej strane maďarského Stredohoria. Povrch územia štúrovského ložiska je rovinný s veľmi miernym stúpaním na S. Nadmorská výška terénu sa pohybuje medzi 105 a 125 m.

### Litologická charakteristika sedimentov ložiska

Stratigrafiu ložiska podrobne určil J. S e n e š (1959). Preto prinášame len nové poznatky o niektorých stratigrafických horizontoch, získané sedimentárno-petrografickým výskumom.

Podložie štúrovskej panvy tvoria svetlosivé, niekedy žltkasté vrchnotriasové dachsteinské vápence, ktoré majú najmä vo vrchnej časti brekciovitý charakter. Nad nimi sú lokálne v obidskej oblasti červené a hnedé liasové amonitové vápence. Najvyšším členom mezozoika (spodná krieda), zisteným na území na Z od obce Mužla, sú sivé a zelenosivé, jemno až hrubozrnné vápnité pieskovce, lokálne tvoriace prechody do piesčitých kompaktných slieňovcov. Súvrstvie dosahuje mocnosť až okolo 300 m (Čenkov — 2).



V pieskovcoch sa zistili polohy drobových pieskovcov. Obsah karbonátov v polymiktných vápntých pieskovcoch sa pohybuje od 10—39 %. Pieskovce obsahujú veľký počet zŕn kremeňa. Lhká frakcia tvorí 99,7 %, ťažká 0,3 %. D o b r a (1960) v tomto súvrství na vrte Čenkov — 2 vymedzil dva horizonty, ktoré makroskopicky sa odlišujú sfarbením: tmavosivé aleurolity s polohami pieskovcov až drob — *amfibol-chromspinelový horizont*; fialkasté pieskovce, až aleurolity — *chromspinelový horizont*.

V období medzi kriedou a eocénom v blízkosti mezozoických hrebeňov sa usadili bazálne kontinentálne vrstvy: brekcie, zlepence, vložky sladkovodných vápencov, pestrých ílov, sivých a zelených pieskovcov a vložky preplavených lateritických hornín (S e n e š 1959). Vápencové brekcie sa vyznačujú po stránke litologickej pestrými farbami. Úlomky veľkosti 3—8 cm sú stmelené psamiticko-slienitým tmelom. Zlepence obsahujú valúniky kremencov, vápencov a pelitických aleuritov. U pelitických typov môžeme pozorovať nevýraznú vrstevnatosť a vzácny výskyt zuhoľnatených rastlinných zvyškov.

Celé detritické súvrstvie okrem vápencových brekcií charakterizuje vysoký obsah chromspinelu. U pelitických sedimentov sa jeho kvantitatívne zastúpenie znižuje v prospech koncentrácie autigénneho pyritu (D o b r a 1960). Pre *spodný eocén* je charakteristický obsah autigénneho pyritu (až 99 % ťažkých minerálov). V asociácii s pyritom vystupuje ružovkastý granát subangulárneho obmedzenia (D o b r a 1960).

Bázu druhého sedimentačného cyklu tvoria podľa S e n e š a (1959) pestré vrstvy patriace spodnej časti *stredného eocénu* (lutétu). Tieto vrstvy na vrte Čenkov-2 na základe mikropaleontologického a sedimentárno-petrografického vyhodnotenia kladú P r o k š o v á a D o b r a (1960) ešte do najvyššej časti spodného eocénu. P r o k š o v á (1960) do vrchnej časti uvedených vrstiev kladie štvrtý horizont eocénu s *Marginulina fragaria*, *Cibicides dutemplei* a *Bulimina elongata*.

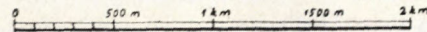
V pestrých vrstvách, ktoré tvoria prevažne tehlovočervené, zelenoškvrnité, silne piesčité ílovce, boli niektoré horniny pri makroskopickom vyhodnotení veľmi podobné bauxitu. Chemické analýzy však ukázali nízky obsah  $Al_2O_3$  (ca 12—24 %), kým obsah  $SiO_2$  sa pohyboval od 58 do 72 %.

Vo vyšších častiach stredného eocénu D o b r a (1960) vymedzuje 3 horizonty. Bazálnu časť vrchného eocénu (priabónu) podľa S e n e š a (1959) tvorí konštantný horizont tzv. biotitického pieskovca (zistený makroskopicky). Tento horizont sa sedimentárno-petrografickými prácami nezistil a neoveril. D o b r a (1960) síce na vrte Čenkov — 2 popisuje amfibol-biotitový horizont — amfibol spolu s biotitom tu tvoria podstatnú časť ťažkej frakcie — tento je však už v najvyššom obzore vrchného eocénu. V najvyššej časti vrchného eocénu D o b r a (1960) vymedzuje 4 horizonty. Pri štúdiu mocností a vývoja jednotlivých horizontov vrchného eocénu sme zistili niektoré zaujímavé skutočnosti.

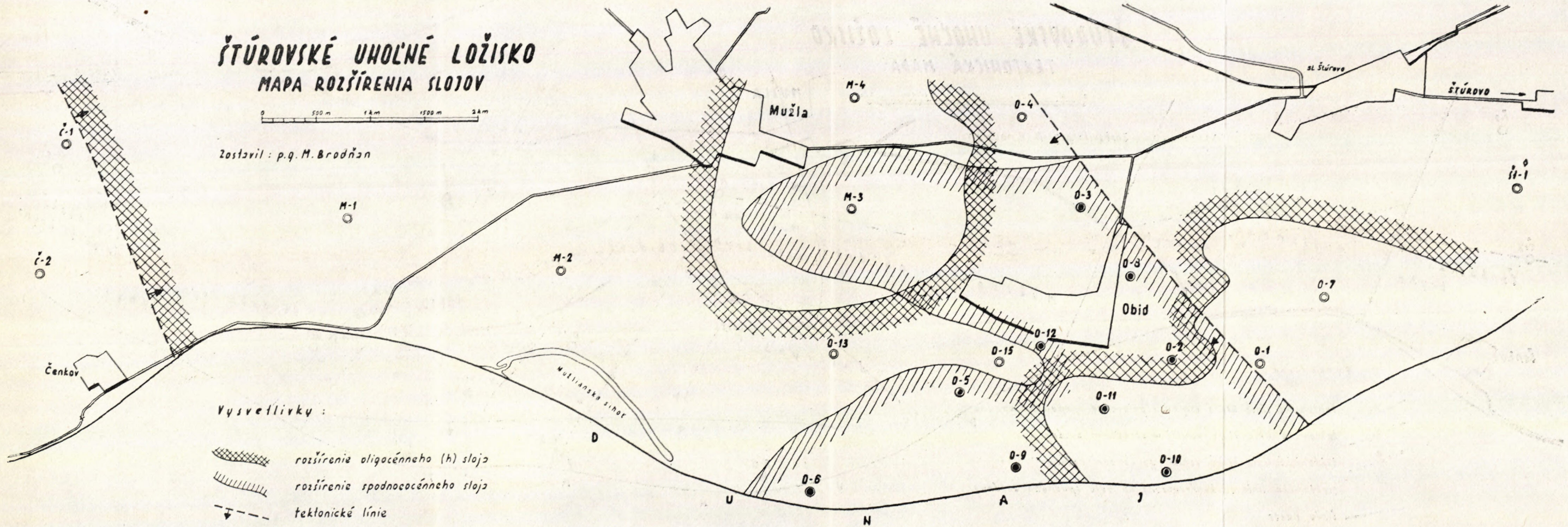


# ŠTÚROVSKÉ UHOĽNÉ LOŽISKO


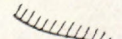
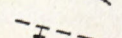
## MAPA ROZŠÍRENIA SLOJOV



Zostavil: p. g. M. Brodňan



Vysvetlivky:

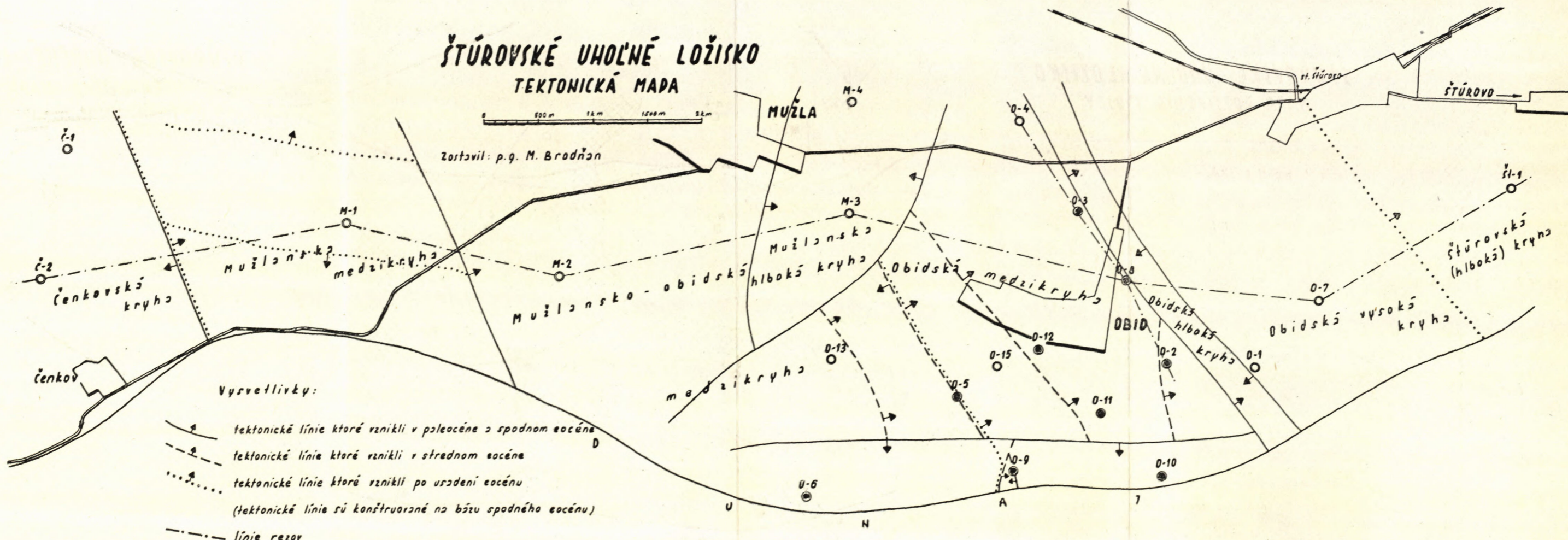
-  rozšírenie oligocénneho (h) sloja
-  rozšírenie spodnococénneho sloja
-  tektonické línie



# ŠTŮROVSKÉ UHOLNÉ LOŽISKO TEKTONICKÁ MAPA

0 500 m 1 km 1000 m 2 km

Zostavil: p. g. M. Bradňan



## Vysvetlivky:

- tektonické línie ktoré vznikli v pleocéne a spodnom eocéne
- tektonické línie ktoré vznikli v strednom eocéne
- tektonické línie ktoré vznikli po usadení eocénu  
(tektonické línie sú konstruované na bázu spodného eocénu)
- línie rezov



Horizont hrubozrnných vápenatých pieskoviec, organogénnych vápencov a slieňovitých jemných pieskov s numulitmi a ortofragmínami (Seneš 1959), ktorý patrí vrchnému eocénu, dosahuje na vrte Čenkov-1 mocnosť 180 m, vo vrte Čenkov-2 (ca 1200 m na JZ) už sa nezistil. Nápadné je, že nadložný horizont slieňovcov na tomto vrte značne príberá na mocnosti a jeho spodná časť je asi ekvivalentom predchádzajúceho súvrstvia. Pri rozčleňovaní vrchného eocénu — a eocénu vôbec — petrograficky odlišné súvrstvia, resp. ich časti môžu si vekove odpovedať a petrografickú rozdielnosť môže spôsobiť len nerovnaká hĺbka sedimentačného bazénu v rôznych častiach územia.

Oligocénne (rupelské) sedimenty majú v skúmanom území konštantné rozšírenie a chýbajú len v čenkovskej kryhe, ktorá sa v tomto období pod vplyvom SZ—JV zlomu vyzdvihla a do ktorej oligocénny vodný bazén nezasahoval. V kryhe, rozprestierajúcej sa na Z od obce Mužla (tzv. mužlanská medzikryha) zistila sa len spodná časť oligocénu. Vrchná časť oligocénu v tejto kryhe bola buď denuďovaná v neskorších obdobiach, alebo kryha sa tektonickými pohybmi po usadení spodnej časti rupelu vyzdvihla a ďalšie súvrstvia sa tu neusadzovali. Okolnosť, že rupel bol na viacerých tektonických kryhách posledným členom tretiohornej sedimentácie a denudácia postihla maximálne jeho najvyššiu časť (foraminiferové slieňe), i to len čiastočne, svedčí v prospech druhej alternatívy.

Dobrá (1960) na základe asociácie ťažkých minerálov vymedzil v oligocéne na území ložiska 9 horizontov podľa výskytu a obsahu pyritu, sideritu, granátu, chloritu, magnetitu, glaukonitu a amfibolu. Vek ďalších súvrství v nadloží rupelu, bol dlho neistý a súvrstvia sa zaraďovali do chatu-akvitánu. Seneš (1959) dokázal akvitánsky vek týchto súvrství a vyslovil názor, že akvitán je vekovým ekvivalentom chatu. Horáková (1959) vymedzuje v tomto súvrství na vrte Obid-8 dva horizonty: granát-chlorit-amfibolový a chlorit-granát-biotitový.

Vývoj akvitánskeho súvrstvia viaže sa na najhlbšie tektonické kryhy a najvyššie časti akvitánu zistili sa len v mužlanskej hlbkej kryhe a v štúrovskej kryhe. Mocnosť súvrstvia je tiež odrazom tektonickej pozície jednotlivých kryh (v hlbkej mužlanskej kryhe ca 320 m), pričom smerom na S postupne narastá.

### Ložiskové pomery

V oblasti Štúrova sa zistili uhoľné sloje, resp. ich reprezentanti v troch horizontoch: a) na báze uhľonosných vrstiev sp. eocénu — spodnoeocénny sloj; b) v pestrých vrstvách stredného eocénu; c) na báze pestrého uhľonosného súvrstvia oligocénu (rupelu) — oligocénne sloje.

Spodnoeocénny sloj má najpriaznivejšie vlastnosti čo do mocnosti, množstva zásob i kvality uhľia. Leží na báze uhoľných vrstiev spodného eocénu. Uhľonosné vrstvy tvoria prevažne sivé až čierne ílovce, uhoľné íly, bridlice a uhlie. Mocnosť uhoľných vrstiev sa pohybuje od 0,60 do 16 m, v priemere medzi 5—8 m.



Podložie uhoľného sloja tvoria sivé, tmavosivé, prípadne pestré ílovce, v niektorých prípadoch sivé a zelené íly. Ílovce a íly sú prevažne pevné, kompaktné; len ojedinele sa zistili piesčité íly, resp. vložky piesku v ílovcoch. Ide teda prevažne o pevné, vodu nepriepustné horniny. Prechod z podložných hornín do uhoľného sloja je pomerne ostrý. Nadložie sloja tvoria sivé a tmavosivé ílovce, slienité ílovce, zriedka slieňovce a íly. Tieto horniny, podobne ako podložné, sú prevažne pevné, kompaktné. Prechod z uhoľných slojov do nadložia je menej ostrý a strop sloja tvoria v niektorých prípadoch uhoľné íly, prerastené uhlie, resp. preplástky uhlia.

Vlastný uhoľný sloj tvorí uhlie, uhlie s vložkami uhoľného ílu — bridlice; vyskytujú sa i vložky čistej hľušiny. Hĺbka sloja je rôzna a závisí od tektonickej pozície kryhy, v ktorej je uložený. Najvyššie sa zistil sloj v hĺbke ca 400 m. V tektonickej kryhe na J od obce Obid pri Dunaji upadá do značných hĺbok (až 770 m). Úklon sloja je na jednotlivých tektonických kryhách rôzny, vcelku veľmi malý (0—5°). Prevažuje úklon sloja k SZ, zriedkavejšie k SV.

*Rozsah, identifikácia a mocnosť sloja.* Spodnoeocénny uhoľný sloj sa zistil na území S, V i J od obce Obid, teda v južnej a východnej časti tzv. obidskej medzikryhy. Lokálne ho zastupujú tmavé uhoľné íly s úlomkami uhlia a makrofauny. Smerom k S, SZ a Z sa uplatňuje vplyv stúpajúceho podložia a uhoľné vrstvy, teda i uhoľný sloj, vyklíňujú. SV hranica je tektonická a tvorí ju zlom, za ktorým je vysoká obidská kryha, ktorá, podobne ako štúrovská, bola po celé obdobie sedimentácie spodného eocénu vynorená. V tzv. hlbkej obidskej kryhe mohol sa uhoľný sloj vyvinúť, dnes však vplyvom tektonických pohybov zaberá celú kryhu hluché pásmo. Južnú hranicu ložiska tvorí Dunaj a štátna hranica ČSSR—MLR. Nateraz nemožno povedať, či uhoľný sloj pokračuje hneď za riekou Dunaj. Vo vzdialenosti 5—6 km od Dunaja je eocénna panva dorogtokodská.

Celková mocnosť spodnoeocénneho sloja sa pohybuje od 0,60 m až do 8,20 m. Najväčšie a pomerne konštantné mocnosti sloja sú v JV časti ložiska, odkiaľ smerom k V a SV sa mocnosť sloja postupne znižuje.

*Kvalitatívna charakteristika uhlia.* Spodnoeocénny sloj tvorí hnedé uhlie veľmi dobrej kvality, ak nie je znečistené preplástkami uhoľného ílu a hľušiny. Dosahuje výhrevnosť až ca 5000 kcal/kg, pričom obsah popola je veľmi nízky (ca 11 %). Okrem čistého uhlia sa však často vyskytuje aj uhlie prerastené uhoľným ílom — bridlicou a objavujú sa i vložky hľušiny (íl a ílovec, ktoré často obsahujú uhoľnú sečku, uhoľnú suštinu, prípadne i tenké preplástky uhlia). Kvalita uhlia sa zhoršuje smerom na Z; stúpa obsah popola a jalovej zložky. Obsah síry v uhlí sa pohybuje od 3—4 %. Arzén tvorí ca 0,06 % (pomerne vysoký a zhruba rovnaký obsah ako v nováckom uhlí).

*Uhoľno-petrografická charakteristika.* Spodnoeocénne uhlie patrí prevažne hnedouhoľnej metafáze a len v ojedinelom prípade ortofáze (vyhodnotil J. Vávro). Metafázu zastupujú prevažne metadetrity, čierne, lesklé, nepravidelného lomu, miestami s polohami metaxylitov. Mikroskopicky buduje ich základná hmota — detritinity. Ako súčiastky sú prítomné xylinit a štruktúrny xylo-telinit. Častou vložkou je primárne uložený rezinit, sklerotinit a exinit. Z exinitov sú to makro a mikrospóry a obyčajne spóry húb, tvoriace celé kolónie. Anorganickú prímies tvorí pyrit a ojedinele kremeň. Eocénne metadetrity nemajú jednotný charakter, sčasti patria genetickej skupine sapropelitov, prevažne humitom.

Hnedouhoľnú ortofázu reprezentujú lesklé detrity páskované, čiastočne páskované až jemne páskované, s nepravidelným lomom, odtlačkami listov a ílovitými povlakmi na vrstevných plochách



V rezoch kolmých na vrstevnatosť možno pozorovať makrospóry. Mikroskopicky tvorí základnú hmotu detritit, ktorý obsahuje súčiastky xilinitu. Z uhoľných vložiek je prítomný primárny i sekundárny rezinit, huminit a exinit. Nerastnú prímes zastupuje pyrit vo forme mikrokonkrécií.

Eocénny sloj ojedinele buduje lupok s metaxylinitickými vložkami, ktoré majú lastúrnatý lom, vysoký lesk a miestami sú silne porušené, s povlakmi fuzitu na vrstevných plochách. V základnej hmote, ktorú tvorí detritit, zistil sa xylinit i xylotelinit. Z vložiek pozoroval sa primárny, vzácné i sekundárny rezinit, ďalej exinit a sklerotinity.

Eocénne uhlie patrí do genetickej skupiny humitov. Môžeme predpokladať, že sloj vznikol v prostredí akvatickom, až subakvatickom.

V pestrých vrstvách spodného lutétu v okolí obce Obid zistili sa vložky tmavých až uhoľných ílov. Tieto vložky sa vyskytujú prevažne na báze horizontu. V oblasti Čenkova zistila sa vložka uhoľnej sečky aj tesne pod tzv. striatovým horizontom. Vložky nemajú význam pre malý obsah uhoľnej substancie, nepravidelné uloženie a nepatrné mocnosti.

Oligocénne sloje ležia na báze pestrého uhľonosného súvrstvia rupelu. Ide o viac nepravidelne uložených vložiek uhlia a uhoľných ílov, prevažne nepatrnej mocnosti (0,10–0,50 m). Slojky sú okrem jedného, ktorý označujeme písmenom (h), uložené veľmi nepravidelne, vyklíňujú na krátke vzdialenosti, menia rýchle kvalitu, takže sú prakticky bezvýznamné. Oligocénny (h = hlavný) sloj sa zistil na veľkej časti skúmaného územia. Bezprostredné nadložie i podložie tvoria poväčšine íly a ílovce s menlivou piesčitosťou. Hĺbka sloja podobne ako u spodnoeocénneho sloja závisí v podstate od tektonickej stavby ložiska a pohybuje sa od ca 80 m až do 680 m. Úklon sloja sa pohybuje od 0 do 10° a smeruje prevažne k SV a SZ. Najvyššie je sloj v tzv. mužlanskej medzikryhe, kde neklesne pod hĺbku 120 m.

*Rozsah, identifikácia a mocnosť sloja.* Západná hranica oligocénneho sloja je tektonická a tvorí ju zlom prebiehajúci ca 900 m V od vrtu Č-1. Tzv. čenkovská kryha bola v období sedimentácie oligocénu už pravdepodobne trvale vynorená. Severná hranica oligocénnych slojov sa nestanovila v celom skúmanom území presne, rovnako ako východná hranica.

Mocnosti oligocénneho sloja (h) v obidskej časti územia sú nepatrné. Najpriaznivejšie podmienky čo do mocnosti má oligocénny (h) sloj v mužlanskej medzikryhe, a to hlavne v dielčej vysokej kryhe smeru SVV–JZZ.

*Kvalitatívna charakteristika uhlia.* Oligocénny (h) sloj tvorí prevažne čisté uhlie. Oproti spodnoeocénnemu uhliu má vyšší obsah vody (ca 23 %), vyššiu objemovú váhu (ca 1,4), menšiu výhrevnosť (ca 3,800 kcal/kg), ale i menší obsah popola (ca 20 %, čiže menšie % jalovej zložky). Obsah síry je o niečo vyšší ako u spodnoeocénneho uhlia; priemerný obsah arzénu menší (ca 0,04 %).

*Uhoľno-petrografická charakteristika.* Oligocénne uhlie tvoria (podľa Vávru) metadetrity, v menšom množstve metaxylity a detrity lesklé páskované. Uhoľnú metafázu zastupujú metadetrity, ortofázu metaxylity a páskované detrity.

Metadetrity sú čiernej farby, lesklé, nepravidelného lastúrnateho lomu, miestami s charakteristickou okatou štruktúrou a s drčbnými polohami metaxylinitu. Mikroskopicky buduje ich základná hmotá — detritit, ktorý obsahuje hojne xylinitu s vložkami primárne uložených rezinitov a exinitov vo forme mikro a makrospór a jednoduchých húb. Metaxylity sa vyznačujú xylitickou základnou



hmotou, ktorú miestami vystrieda detritit. Xylinit obsahuje pomerne vzácne primárne uložené rezinity vo forme oválnych teliesok. Ojedinele sa vyskytuje xylotelinit a sporinit. Detrity páskované, lesklé sú čierne, páskované až jemno páskované, s nepravidelným lomom, odtlačkami listov a niekedy s ílovitými povlakmi na vrstevných plochách. Mikroskopicky prevažnou základnou hmotou je detritit, ktorý v polarizovanom dopadajúcom svetle je izotrópny a obsahuje súčiastky xylinitu a štruktúrneho xylotelinitu. V izotrópnom xylinite sú primárne rezinity. Vyskytujú sa i rezinity sekundárne uložené. Okrem toho pozorovali sa exinity, a to sporinit a kutinit, ktoré vytvárajú nepravidelné kostrovité útvary.

Oligocénne uhlie patrí do genetickej skupiny humitov, k hnedouhoľným detritom až meta-detritom. Prítomnosť sporinitu je charakteristická pre sapropelové typy, no pomerne hojne zastúpený metaxylit je charakteristický pre humitické typy. Vznik sloja viaže sa na suchozemské až akvatické bažinné porasty.

#### Ložiskové pomery dorog-tokodskej panvy

V dorog-tokodskej uhoľnej panve zistili sa uhoľné sloje v troch horizontoch.

*Spodný eocén* Na jeho báze sú terestrické vrstvy v podobe bazálnych konglomerátov a pestrých ílov. Ich mocnosť sa pohybuje od 10–15 m a majú veľký význam, pretože izolujú uhoľné sloje od krasových vápencov.

V *produktívnom súvrství*, obdobného charakteru ako u nás, sú 3 uhoľné sloje. Spodný, tzv. podložný sloj je slabo vyvinutý a má hodne ílovitých preplástkov. Stredný uhoľný sloj považuje sa za „hlavný“. Je až 10 m hrubý, často rozdelený na viac lavíc. Kvalita uhlia sa zlepšuje smerom nahor. Štruktúra hlavného sloja je premenlivá; pomer čistého uhlia ku jalovine je nestály. Najvrchnejší sloj dosahuje mocnosť 1–3 m, má však najlepšie uhlie. Hĺbka uloženia slojov závisí od tektonickej stavby panvy, vcelku však môžeme konštatovať, že spodný eocén je bližšie k povrchu (prevažne od 100 do 500 m).

*Strednoeocénne sloje* viažu sa vždy na piesky a pieskovce (tzv. tokodské). Uhoľné sloje sú tri. Ich uloženie je nepravidelné a sú vyvinuté len lokálne. Spodný a vrchný sloj má spravidla menšie mocnosti — okolo 1–1,5 m, stredný až 3 m. Stredný sloj je 118 až 207 m nad hlavným spodnoeocénnym slojom.

*Oligocénne sloje* majú nepravidelný vývoj a lokálny význam. V oblasti Dorogu, hlavne pri Runavölgy a Csolnok, sú vyvinuté 3 lavice s celkovou mocnosťou 1,7–2,5 m. Uhlie je čiastočne alochtónneho pôvodu.

#### Porovnanie ložiskových pomerov dorog-tokodskej uhoľnej panvy a štúrovského ložiska

Spodný eocén v Dorogu má vývoj obdobný ako v štúrovskej oblasti. V produktívnom súvrství sú v Dorogu 3 uhoľné sloje, u nás len jeden. Spoľahlivo ho nemožno identifikovať s uhoľnými slojmi Dorogu. Na základe mocnosti, najmä v južnej časti ložiska, kde sloj dosahuje mocnosť až 8 m, by sme ho mohli porovnať so stredným, t. j. hlavným slojom Dorogu. Nevylučujeme možnosť, že náš uhoľný sloj zastupuje časove vznik viacerých slojov v Dorogu. Časovým ekvivalentom tzv. striatových slojov v Dorogu sú u nás morské pieskovce a piesčité sloje na báze vrchnej časti stredného eocénu (vrchného lutétu). Na základe vývodov Senesha (1959) môžeme predpokladať, že oligocénne slojky u nás i v Dorogu si vekove odpovedajú.



Záverom môžeme konštatovať, že štúrovske uhoľne ložisko, až na určité litologické a genetické rozdiely, má obdobný geologický vývoj ako dorog-tokodská uhoľná panva, má však nepriaznivejšie ložiskové pomery — menší počet slojov, menšie mocnosti slojov, väčšiu hĺbku uloženia slojov, menší plošný rozsah, a smerom na S vyклиňujú uhoľné sloje všetkých horizontov.

### Tektonická stavba ložiska

Tektonika ložiska je skoro výhradne zlomového charakteru. Podložné mezozoikum postihlo síce v starších obdobiach vrásnenie a vytvorili sa viaceré mezozoické hrebene; intenzita vrásnenia bola pomerne malá, keďže svahy hrebeňov sú pomerne mierne (nepresahujú  $30^\circ$ ), a v niektorých prípadoch zistilo sa skoro vodorovné uloženie mezozoika.

Uloženie vrstiev paleogénu je v podstate pokojné, zhruba horizontálne a úklon vrstiev spravidla neprevyšuje  $10^\circ$ . Depresie v mezozoiku vyplnili sa v období vrchná krieda — paleocén sutinami, povrch sa zhruba zarovnal. Väčšie úklony môžeme predpokladať jedine vo vlekových pásmach v blízkosti zlomových porúch. Paleogénnu tektoniku môžeme charakterizovať v zásade ako dedičnú; popri obnovení tektonických pohybov po starých zlomových líniách vznikali v jednotlivých obdobiach aj nové tektonické línie, prípadne zanikli niektoré staré línie. Hlavné tektonické línie však v zásade existovali počas celej sedimentácie eocénu, i keď v rozličných obdobiach niektoré ich časti menili svoj priebeh. Paleogénna a mladšia tektonika je výhradne poklesového charakteru.

Na území ložiska sme zistili zlomy troch smerov: Z—V, SZ—JV a SV—JZ. Zlom prvého smeru (V—Z) zistil sa v južnej časti ložiska, kde zhruba sleduje smer Dunaja. Tento zlom, ktorého vznik spadá už do spodného eocénu, mal v období svojho vzniku výšku skoku pravdepodobne medzi 300—400 m; neskoršie sa táto znižuje, na čo majú značný vplyv naň sa napájajúce zlomy protismerného charakteru. Na základe analógie s dorog-tokodskou panvou predpokladáme, že úklon zlomových plôch Z—V smeru pohybuje sa okolo  $70^\circ$ . Celkove zlomy smeru Z—V v oblasti Štúrova nemajú taký vplyv na tektonickú stavbu ložiska ako v oblasti Dorogu.

Tektonické línie smeru SZ—JV považujeme za generálne línie, ktoré v zásade vytvorili tektonickú stavbu ložiska. Zlomy tohto smeru prevažne ohraničujú hlavné tektonické jednotky a boli aktívne v priebehu celej sedimentácie. Výška skoku týchto zlomov sa pohybuje od 100 do 400 m. Zlomy lokálne majú smer S—J. Priemerný úklon zlomových plôch je asi  $60^\circ$  (analógia s Dorogom).

Zlomy SV—JZ smeru sa zistili na území ložiska len v malom počte. Dva z nich tvoria obmedzenie najhlbšej kryhy na území ložiska (mužlanská hlboká kryha) a majú vo svojej južnej časti výšku skoku okolo 300 m. Úklon zlomových plôch je okolo  $60^\circ$ .



Na základe detailného štúdia predpokladáme, že sedimenty ložiska postihla intenzívna zlomová činnosť zhruba v 5–6 fázach:

1. začiatok zlomovej tektoniky môžeme dať do obdobia pred sedimentáciou sladkovodných vrstiev ypresu, pravdepodobne do paleocénu.

2. V priebehu sedimentácie spodnej časti eocénu — po usadení uhľonosných vrstiev — vznikli ďalšie zlomy, ktoré spolu s predchádzajúcimi pôsobili synsedimentárne v oblastiach sedimentácie spodného eocénu. Smerom nahor sa pod vplyvom mohutej sedimentácie postupne redukuje výška skoku zlomov, až zaniká.

3. Rázne oživenie starých zlomov s negatívnym presunutím morského brehu na S na území Maďarska nastalo v druhej polovici spodného lutétu (Seneš 1959). V tomto období neobnovili aktivitu zlomy, ohraničujúce tzv. mužlanskú medzikryhu. V obidskej časti sa vytvorili ďalšie hlavné zlomy SZ—JV smeru a viac menších zlomov toho istého smeru, aktívnych iba počas stredného a vrchného eocénu. Ku koncu eocénu sa územie pod vplyvom silnej sedimentačnej činnosti zhruba zarovnal.

4. V období medzi eocénom a rupelom došlo na území ložiska pravdepodobne k ďalšiemu oživeniu tektonickej činnosti. Intenzívny pohyb zlomov spôsobil vznik hrastí a prepadlín, ktoré sa však zarovnali pred transgresiou rupelu (Seneš 1959). Preto nemožno vykonštruovať priebeh tektoniky v tomto období. Dokázaná je aktivita zlomu, tvoriaceho východnú hranicu čenkovskej kryhy.

5. O tom, či došlo k tektonickej činnosti medzi oligocénom a akvitánom, nemáme spoľahlivé dôkazy. Pri porovnaní mocnosti sedimentov vo vysokej obidskej kryhe a v štúrovskej hlbokaj kryhe sa vynára možnosť, že ešte v oligocéne toto územie tvorilo jeden celok (rovnaké mocnosti oligocénnych vrstiev), v akvitáne pod vplyvom vzniku zlomu SZ—JV smeru bola východná časť vynorená (akvitán chýba) a západná poklesla (akvitán o mocnosti ca 290 m). Je však možné, že akvitánske vrstvy sa usadili aj vo východnej časti oblasti a v neskorších obdobiach boli denuďované.

6. K intenzívnej tektonickej činnosti došlo podľa Seneša (1959) na našom území v období po sedimentácii akvitánu, pravdepodobne v súvislosti so sávskou orogenetickou fázou medzi akvitánom a burdigalom. Na území ložiska nebolo možné dokázať tieto zlomy a predpokladáme, že tektonická činnosť sa prejavila maximálne regeneráciou starších zlomov, resp. ich zvýšenou aktivitou.

Na základe terajšej tektonickej stavby môžeme ložisko rozdeliť na tieto hlavné tektonické jednotky (od Z na V): 1. čenkovská (hlboká) kryha; 2. mužlanská medzikryha; 3. mužlansko-obidská medzikryha; 4. mužlanská hlboká kryha; 5. obidská medzikryha; 6. obidská hlboká kryha; 7. obidská vysoká kryha; 8. štúrovská (hlboká) kryha.

### Genéza ložiska

Paleogeografická situácia pri vzniku spodnoeocénnych uhľonosných vrstiev bola asi takáto: Do JV časti centrálnej hlbšej kryhy zasahovalo pravdepodobne od J sladkovodné jazero. Jazero vyplňovalo miernu depresiu v podložných kontinentálnych vrstvách, ktorú predtým nestačili vyplniť pestré vrstvy vzhľadom na pomerne krátke obdobie sedimentácie. SV hranica tohto močaristého jazera bola tektonická a smerom na S, SZ a Z končil vodný bazén pod vplyvom stúpajúceho reliéfu podložných vrstiev. Ostatné časti skúmaného územia sa vynorili, okrem tzv. čenkovskej kryhy v južnej časti, v ktorej sa pravdepodobne v čele transgreďujúceho mora vytvorilo tiež sladkovodné jazero. Neboli tu však podmienky pre



vznik uhoľného sloja, pravdepodobne preto, že toto územie súviselo už s tzv. krasovanskou oblasťou, kde jazernú sedimentáciu rýchle vystriedala morská.

Produktívne územie vykazovalo intermitentnú subsidenciu pomerne malej intenzity, takže hromadiaci sa rastlinný materiál stačil kompenzovať veľkosť poklesu. Na základe úložných pomerov uhoľného sloja predpokladáme autochtónny pôvod ložiska. Pri vzniku uhoľných slojov na báze rupelu bolo územie ložiska skoro dokonale zarovnané. Uhoľnosné oligocénne vrstvy sú vyvinuté na celom území, až na jeho západnú časť — v tomto období vysokú čenkovskú kryhu. Vodný bazén mal jedine v období vzniku sloja (h) pokojnejšie sedimentačné podmienky. Pretože uhoľné sloje majú obdobný vývoj ako oligocénne sloje v Dorogu, predpokladáme na základe analógie čiastočne alochtónny vznik slojov.

*Geologický prieskum, n. p.,  
Žilina*

#### LITERATÚRA

- [1] Běhounek R., 1952: Tihové isoanomaly Malé dunajskej nížiny a oblasti priľahlých. Sborník ÚÚG 19, Praha. — [2] Brestenská E. — Lehotayová R., 1960: Spodnooligocénne brakické usadeniny s *Rotalia beccari* (L) z oblasti Štúrova. Geol. práce, Zprávy 21, Bratislava. — [3] Ciesarik M., 1960: Zpráva zo študijného pobytu v MLR. Rukopisná zpráva GP, B. Bystrica. — [4] Čechovič V., 1938: Zpráva o starších výskumných prácach v širšom okolí Parkána. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [5] Čechovič V. — Hano V., 1953: Zpráva o študijnej ceste v Maďarsku. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [6] Čepek L., 1938: Tektonika Kcmárenskej kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sborník St. geol. ústavu, Praha. — [7] Dlabáč M. — Adam Z., 1959: Geologická interpretace reflexně seismického měření v Malé dunajskej nížine, tektonické členení a rozbor struktur. Rukopisná zpráva, Geofond Bratislava. — [8] Dobra E., 1958: Sedimentárno — petrografické hodnotenie vrtu Mužla — 2. Rukopisná zpráva, Geofond Bratislava. — [9] Dobra E., 1959: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek základného geologického výskumu (v r. 1958) z Malej podunajskej nížiny. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [10] Dobra E., 1960: Sedimentárno — petrografické vyhodnotenie paleogénnych sedimentov oblasti Štúrova (Malá podunajskej nížina). Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [11] Gašparík J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce, zoš. 55, Bratislava. — [12] Horáková M., 1958: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vrtu Mužla — 2, Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [13] Horáková M., 1959: Sedimentárno — petrografické vyhodnotenie vrtu Obid — 8. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [14] Malgot J., 1960: Hydrogeologické pomery okolia Štúrova v spojitosti s výstavbou vodného diela na Dunaji. Diplomová práca, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava. — [15] Prokšová D., 1956: Mikropaleontologické vyhodnotenie vrtov na probléme Štúrovo. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [16] Prokšová D., 1959: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek základného výskumu z problému Štúrovo. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [17] Prokšová D., 1960: Záverečná zpráva z mikrostratigrafického výskumu problému Štúrovo. Rukopisná zpráva, GP, Turč. Teplice. — [18] Seněš J., 1954: Návrh projektu základného geologického výskumu oblasti Štúrovo. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [19] Seněš J., 1955: Záverečná zpráva o výsledkoch základného geologického výskumu oblasti Štúrovo za r. 1955. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [20] Seněš J., 1959: Paleogén Podunajskej nížiny s ohľadom na tektoniku a vývoj sedimen-



to v štúrovej oblasti. Rukopisná zpráva, archív GÚDŠ. — [21] Vaňová V., 1960: Numulitová fauna z vrtu Obid — 6. Rukopisná zpráva. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Volfová J., 1958—59: Makropaleontologické hodnotenie paleogénu z oblasti Štúrova. Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice. — [23] Žurek V., 1957: Závěrečná zpráva o sedimentárne-petrografickom vyhodnotení štruktúrnych CF vrtov medzi Štúrovom a Kravanmi (južné Slovensko). Rukopisná zpráva GP, Turč. Teplice.



VIERA GAŠPARÍKOVÁ

## MIKROBIOSTRATIGRAFICKÉ POMERY OKOLIA LOŽISKA ZBUDZA NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

V rámci prieskumu ložiska kamennej soli v okolí obce Zbudza na východnom Slovensku robili sa mikropaleontologické analýzy vrtných vzoriek pre presnú stratifikáciu samotného ložiska, jeho nadložía a podložía a pre riešenie možnosti ďalšieho rozšírenia ložiska soli. Ložisko leží severne od Michaloviec v okolí obce Zbudza, t. j. v severnom výbežku Potiskej nížiny pri rieke Laborci. Litologicky študovanú oblasť tvorí monotónna séria hornín, prevažne pelitického charakteru. Pod pokryvnými útvarmi, ktoré predstavuje alúvium rieky Laborca, nasleduje mocné súvrstvie sivých, sivozelených, prípadne tmavosivých slienitých ílov s jemnou piesčitou prímесou, čím íly nadobúdajú miestami charakter jemne piesčitých slienitých ílov, až jemnozrnných pevných pieskovcov. V základnej hornine sú pozorovateľné polohy svetlosivých tufitov (miestami kaolinizovaných), tufitických pieskovcov a zuhoľnatené polohy. V nadloží ložiska íly nadobúdajú charakter slaných ílov s vložkami a medzivrstvičkami sadrovca. Obdobný charakter má tesné podložie ložiska s hojnejším zastúpením piesčitého komponenta. V hlbšom podloží pokračujú opäť slienité íly. Samotné ložisko tvorí biela kryštalická soľ, často prerušovaná a znečisťovaná syngenetickou prímесou ílu.

Biostratigrafické pomery stanovili sa na základe mikropaleontologických, ojedinele makropaleontologických analýz z 24 vrtov v okolí obce Zbudza. Vzorky pre analýzy odobrali sa priemerne v 10-metrových intervaloch. Priebeh vymedzených mikrofauistických horizontov je závislý od úložných pomerov; iný je v oblasti s ložiskom kamennej soli a iný v okrajových oblastiach, kde sa soľné ložisko nevyvinulo. Litologický charakter jednotlivých mikrofauistických horizontov sa nemení.

Stratigraficky celá skúmaná oblasť predstavuje vrchný morský tortón, v ktorom vyčleňujem dva hlavné horizonty: bulimino-bolivinový a rotáliev.



*Bulivino-bolivinový* horizont prerušuje soľná sedimentácia; tesné nadložie i podložie ložiska soli charakterizuje veľmi drobná mikrofauna, vyčlenená ako globigerino-globorotáľiový subhorizont. Ani staršie spodnotortónske, prípadne vrchnohelvétske, ani mladšie sarmatské sedimenty sa v spracovaných vrtoch nezistili.

V bulivino-bolivinovom horizonte možno stanoviť dva oddiely — starší a mladší, medzi ktorými prebehla soľná sedimentácia. Starší oddiel sa v sledovanej oblasti zachytil vrtom Zbudza-32, ktorý prenikol až do podložja ložiska. Ostatné vrty skončili prevažne v tesnom podloží ložiska. Najhlbšie prístupné podložie charakterizujú bohaté mikrospoločenskva, v ktorých prevláda planktonická zložka s *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerinoides triloba* (Reuss), prípadne *Globorotalia ex gr. scitula* (Brady).

V asociácii z hĺbky 720,00 m sú zastúpené:

<i>Globigerina bulloides</i> Orb. 5*	<i>Bulimina elongata subulata</i> C. & P. 1
<i>Globigerinoides triloba</i> (Reuss) 4	<i>Uvigerina venusta</i> Franz. 2
<i>Cibicides pseudongerianus</i> (Cush.) 3	<i>Bolivina dilatata</i> Reuss 2
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walk. et Jac.) 2	<i>Virgulina</i> sp. 1
<i>Sphaeroidina bulloides</i> Orb. 3	<i>Sphaerulina suturalis</i> Bronn. 1
<i>Valvulineria complanata</i> (Orb.) 4	<i>Nonion pompilioides</i> (Ficht et Moll.) 1
<i>Bulimina inflata</i> Seguenza 3	<i>Amphimorphina hauerina</i> Neugeb. 1
<i>Bulimina elongata</i> Orb. 3	<i>Cyclammina deflata</i> Vengl. 1

Tieto asociácie nezatriedujem do určitého mikrofaunistického horizontu, pretože sa nezachytilo ich podložie a horizont sa v celej mocnosti neprevítal.

Smerom k ložisku *Globigerina bulloides* Orb. ustupuje a prevahu má *Valvulineria complanata* (Orb.), zástupcovia rodu *Bulimina*: *Bulimina elongata* Orb., *B. intonsa* Livalental, *B. ovata* Orb., *B. inflata* Segu, *B. sulcata* Orb.; hojní sú aj zástupcovia rodu *Uvigerina*: *U. venusta* Franz., *U. semiornata* Orb., *U. aculeata* Orb., *U. venusta liesingensis* Toulal, *U. cf. pygmaea* Orb., a iné druhy, ako napr. *Bolivina dilatata* Reuss, *Virgulina schreibersiana* Czjz. atď.

Uvádzam asociáciu z hĺbky 604,00 m:

<i>Valvulineria complanata</i> (Orb.) 5	<i>Nonion boueanus</i> (Orb.) 1
<i>Bolivina dilatata</i> Reuss 4	<i>Nonion aff. bogdanowiczi</i> Volosh. 1
<i>Virgulina schreibersiana</i> Czjzek 2	<i>Elphidium crispum</i> (Lin.) 1
<i>Globorotalia ex gr. scitula</i> (Brady) 5	<i>Glandulina laevigata</i> Orb. 1
<i>Bulimina elongata</i> Orb. 5	<i>Elphidium aff. flexuosum</i> (Orb.) 1
<i>Globigerina bulloides</i> Orb. 4	<i>Uvigerina aff. acuminata</i> Hosius 1
<i>Cibicides ungerianus</i> (Orb.) 3	<i>Uvigerina venusta liesingensis</i> Toulal 1
<i>Cibicides pseudongerianus</i> (Cush.) 2	<i>Cibicides lobatulus</i> (W. & J.) 1
<i>Bulimina ovata</i> Orb. 1	<i>Allomorphina</i> sp. 1
<i>Uvigerina semiornata semiornata</i> Orb. 1	

\* Stupnica udáva počet druhov v jednom násype: Jeden exemplár = 1, 2-4 ex. = 2, 5-10 ex. = 3, 11-25 ex. = 4, nad 25 ex. = 5.



Keďže ide o asociácie veľmi podobné asociáciám bulimino-bolivinového horizontu východného Slovenska, predpokladám, že ide o „starší oddiel“ tohto horizontu. Mikroasociácie sú v ňom bohaté predovšetkým na počet druhov, kým „mladší oddiel“ tohto horizontu v nadloží ložiska soli má menšiu rozmanitosť druhov s ich veľmi hojným zastúpením (pozri hojnostný diagram vrtu Zbudza-32 na strane 106).

Podobný charakter majú i spoločenstvá zistené v negatívnych vrtoch na JZ okraji ložiska (vrt Zb-16, Zb-20).

Aglutinované formy vystupujú v podložných mikroasociáciách veľmi ojedinele. Ide o druhy *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Textularia abbreviata* Orb., *Textularia gramen* Orb., *Haplohragmoides* sp., *Bathysiphon* sp., *Cyclamina deflata* Vengl., *Cyclamina* sp. Zástupci rodu *Pseudotriplasia* sa vo vrte Zbudza-32 nenašli. Zastúpenie aglutinovaných foriem v mikroasociáciách je veľmi nepatrné, preto som nevymedzila v podloží ložiska horizont aglutinujúcich foraminifer (Janaček 1958, 1960) ako samostatný obzor.

Hlbšie podložie v skúmanej oblasti zachytilo sa jedným vrtom; nerobím preto uzávery, ale pripúšťam možnosť, že bulimino-bolivinový horizont pokračuje do podložia ložiska, na čo poukazujú napr. asociácie z hĺbky 604,00 m vo vrte Zbudza-32, ktoré sa nepatrne líšia od nadložných mikroasociácií. Znamenalo by to, že sedimentácia soľného ložiska neprebíhala na báze bulimino-bolivinového horizontu vrchného tortónu, ale uprostred neho. V dôsledku toho však hranicu medzi bulimino-bolivinovým horizontom a horizontom aglutinujúcich foraminifer na báze soľného ložiska (Janaček 1960) považujem za umelú.

V nadloží uvedených bohatých mikroasociácií vystupuje už spomínaný *globigerinovo-globorotáliev* subhorizont, odlišený v horizonte bulimino-bolivinom len v dôsledku zmeny charakteru mikrospoločenstiev. Je to úzky, cca 20–30 m mocný pás, ktorého priebeh v podloží i v nadloží je totožný s priebehom ložiska. Uvedený subhorizont vyvinul sa postupným zmenšovaním foriem, ich nedokonalým vývinom a ochudobňovaním mikroasociácií. V nadloží ložiska prechádza do typického bulimino-bolivinového horizontu postupným zväčšovaním foriem, ich dokonalejším vývinom a obohacovaním mikroasociácií. Tento charakter subhorizontu súvisí priamo so zvyšujúcou sa (resp. znižujúcou sa) salinitou v období vzniku soľného ložiska.

V tesnom podloží soľného ložiska vo vrte Zbudza-23 sú zastúpené:

*Globigerina* aff. *bulloides* Orb. 2  
*Globorotalia* ex gr. *scitula* (Brady) 3  
*Globigerinoides triloba* (Reuss) 1  
*Bulimina* sp. 1  
*Triloculina* sp. 1  
*Elphidium* sp. 1

V jeho tesnom nadloží:

*Globigerina* aff. *bulloides* Orb. 1  
*Globigerinoides* sp. 1  
*Nonion* sp. 1  
*Uvigerina* aff. *aculeata* Orb. 1



Soľné súvrstvie vrátane mocnejších medzivrstvičiek ílov je úplne sterilné.

Nad nadložným globigerino-globorotáliovým subhorizontom pri klesajúcej salinite nadobúdajú mikroasociácie postupne charakter typického *bulimino-bolivinového horizontu*. Ide o spoločensvá, na základe ktorých možno usudzovať o pokojných sedimentačných podmienkach v období ich vzniku.

Vedácou formou je druh *Bulimina elongata* Orb., doprevádzaný hojným *Cibicides dutemplei* (Orb.), pričom v asociáciách sú zastúpené ojedilene euryhalínne formy, napr.:

<i>Bulimina elongata</i> (Orb.) 5	<i>Elphidium</i> sp. 1
<i>Cibicides dutemplei</i> (Orb.) 5	<i>Nonion bogdanowiczi</i> Volosh. 4
<i>Elphidium macellum</i> (Ficht. et Moll.) 3	<i>Nonion boueanus</i> (Orb.) 1
<i>Elphidium crispum</i> (Lin.) 2	

Ďalej tu vystupujú druhy ako: *Bolivina dilatata* Reuss, *Asterigerina planorbis* Orb., *Globigerina bulloides* Orb., *Glandulina laevigata* Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Valvulineria complanata* (Orb.), *Orbulina suturalis* Bronn, *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Triloculina consobrina* Orb., atď.

V nadloží bulimino-bolivinového horizontu vystupuje *horizont rotáliový*, ktorý doprevádza v skúmanej oblasti soľné ložisko a sleduje jeho priebeh spolu s podložným bulimino-bolivinovým horizontom. V negatívnych vrtoch v JZ okrajovej časti ložiska sa rotáliový horizont nestanovil; smerom k SZ pri nasadení ložiska kamennej soli nasadzuje i on a pri ponáraní ložiska do hĺbky na SV okraji mocnosť horizontu sa úmerne zväčšuje. Má brakický charakter a predstavuje najvyšší stratigrafický obzor v študovanej oblasti ložiska soli pri obci Zbudza. Vyvíja sa postupne z bulimino-bolivinového horizontu postupným ubúdaním morských foriem a pribúdaním foriem brakických.

Vedácou formou je druh *Rotalia beccarii* (L.), doprevádzaný druhmi ako *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (Ficht. et Moll.), *E. flexuosum* (Orb.), *Nonion bogdanowiczi* Vol., *N. boueanus* (Orb.), *N. commune* (Orb.). Spolu s uvedenými formami vystupujú drobné zakrpatené druhy, ktoré sú reliktnými bulimino-bolivinového horizontu (napr. *Asterigerina planorbis* Orb., *Bulimina elongata* Orb., *Globigerina bulloides* Orb., *Globorotalia ex gr. scitula* (Brady), *Reussella spinulosa* (Reuss), *Cibicides dutemplei* (Orb.) atď.

Vo vrte Zbudza-12, v hĺbke 120 m je zastúpené toto spoločensvá:

<i>Rotalia beccarii</i> (L.) 5	<i>Textularia</i> sp. 1
<i>Elphidium crispum</i> Lin. 4	<i>Ostracoda</i> 5
<i>Nonion bogdanowiczi</i> Volosh. 2	<i>ostne ježoviek</i> 5
<i>Nonion commune</i> (Orb.) 2	

Do rotáliového horizontu som zaradila i spoločensvá alochtónneho pôvodu, zložené z drobných, nedokonale vyvinutých foraminifer, doprevádzaných hojnými ihlicami húb, prípadne raxami. Urobila som tak na základe pozície týchto asociácií, keďže sa zistili v tesnom nadloží typického rotáliového horizontu, prípadne boli premiešané s typickými brakickými rotáliovými asociáciami. Tieto preplavené



mikroasociácie striedajú sa miestami s vysladenými spoločenstvami, čo odpovedá ekologickým pomerom vrchného tortónu.

Pri stanovení veku brakických mikroasociácií bolo otázne, či ide len o najvyšší tortón, prípadne či je zastúpený i spodný sarmat — Grillova zóna veľkých elfidií. Mikropaleontologické analýzy poukazovali len na zastúpenie najvyššieho tortónu. Na overenie týchto výsledkov urobilo sa i niekoľko makropaleontologických analýz (J. Š v a g r o v s k ý 1960). Detailnejšie sa spracoval vrt Zbudza 6, v ktorom sa našli formy známe z tortónskych súvrství. V ostatných vrtoch pri zbežnom prehliadnutí určili sa tiež len formy, poukazujúce na ich vrchnotortónsky vek.

Na základe uvedených kritérií v sledovanej oblasti za najvyšší stratigrafický člen považujeme rotálový horizont, odpovedajúci najvrchnejšiemu tortónu.

#### LITERATÚRA

- [1] Bystrická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. Geol. práce, Zprávy 1; Bratislava. — [2] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafiu spodného a stredného miocénu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. práce, Zoš. 43; Bratislava. — [3] Cicha I., 1959: Poznámky k možnosti rozšírenia ložísk nerostných solí medzi Opavou a Hlučínem. Geologický průzkum, č. 5; Praha. — [4] Cicha I., 1961: Nástin korelace tortónu v panvách Paratethydy. Geol. práce, Zprávy 22; Bratislava. — [5] Danihelová R., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. Geol. sbor. V/4; Bratislava. — [6] Gašparíková V., 1960: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vrto v okolí obce Zbudza z roku 1960. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Janáček J., 1958: Nové ložisko soli na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 15; Bratislava. — [8] Janáček J., 1959: Ložisko kamenné soli na východním Slovensku. Geol. průzkum č. 8; Praha. — [9] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 20; Bratislava. — [10] Kantorová V., 1954: Mikropaleontologický výskum prešovského solinového miocénu. Geol. práce, Zprávy 1; Bratislava. — [11] Lehotayová — Danihelová R., 1957: Tortón východného Slovenska. Věstník ÚÚG., č. 6; Praha. — [12] Seneš J., 1955: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých biogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. Geol. práce, Zoš. 40; Bratislava. — [13] Seneš J., 1955: Výkyvy salinity pri sedimentácii vrchného tortónu východného Slovenska. Geol. sbor. VIII/3-4; Bratislava. — [14] Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 46; Bratislava. — [15] Švagrovský J., 1960: Fauna mäkkýšov vrtu Zbudza. Rukopisná zpráva; Geofond, Bratislava.

VIERA GAŠPARÍKOVÁ

#### MIKROBIOSTRATIGRAPHISCHE STUDIEN DER UMGEBUNG DER LAGERSTÄTTEN ZBUDZA

In der Umgebung der Gemeinde Zbudza in der Ostslowakei (bei Michalovce) wurden vor einiger Zeit Salzlagerstätten gefunden. Zwecks eingehender Stratifizierung der Lagerstätte wurden da auch detaillierte mikrobiostratigraphische Analysen durchgeführt, deren Ergebnis in diesem Artikel veröffentlicht wird.



Lithologisch ist das ganze Gebiet durch monotone Serie von Mergeltonen, stellenweise mit sandiger Beimengung gebaut, die im allgemeinen zum marinen Obertorton gestellt werden. Biostratigraphisch unterscheiden wir da zwei Haupthorizonte, und zwar den *Buliminen-Bolivinen Horizont* und die *Rotalia-Zone*.

Das tiefste Liegende ist durch reiche Vergesellschaftungen charakterisiert, in welchen die Plankton-Komponente stark dominiert. Der Lagerstätte zu werden die Assoziationen sehr artenreich und bekommen den Charakter der *Bclivinen-Buliminen-Zone*. Im unmittelbaren Liegenden und Hangenden der Lagerstätte entwickelte sich infolge der erhöhten Salinität ein schmaler *Globigerinen-Globorotalien-Subhorizont*, der sich von der *Bolivinen-Buliminen-Zone* lediglich auf Grund der Veränderung der Mikroassoziationen unterscheiden lässt. Der hangende Subhorizont geht in die typische *Bolivinen-Buliminen-Zone* über, in welcher eine sukzessive Bereicherung der Assoziationen um brackische Formen zu verzeichnen ist, bis sie endlich den Charakter des brackischen *Rotalien-Horizont* bekommt. Im studierten Gebiet konnte man die sarmatischen Schichten nicht feststellen.

Im slowakischen Text sind auf der Seite 106--108 die kompletten Faunenlisten aus den studierten Schichten veröffentlicht.

Geologische Forschung, VEB,  
Žilina



FRANTIŠEK JURIGA

## K OTÁZKE HLĚBKOVÉHO POKRAČOVANIA BANSKOŠTIAVNICKÝCH RUDNÝCH ŽÍL

### Úvod

Už niekoľko rokov je v popredí záujmu otázka hĺbkového pokračovania štiavnických žíl. Výsledky pozorovania získané pri ťažbe ukazujú, že s pribúdaním hĺbky prechádza pozvoľne nižšie termálne zrudnenie Au-Ag do vyššieho termálneho Pb-Zn (podložná žila Grúner), resp. Pb-Zn do Cu zrudnenia (žila Bieber a Špitáler). Uvedené poznatky sa však konštatovali len približne v hĺbkach, ktoré neodporujú koncepcii subvulkanických ložísk; podľa tejto koncepcie maximálny dosah zrudnenia u ložísk tohto typu je 500 až 600 m, pričom najväčšie nahromadenie úžitkovej zložky by malo byť v hĺbkach 100 až 300 m. Podľa najnovších poznatkov uvedená hranica maximálneho hĺbkového dosahu zrudnenia sa stanovila skôr na základe ekonomických ukazovateľov a možností ťažby (veľké teploty a značné výrovky vôd veľmi zdražovali, až znemožňovali ťažbu pod touto úrovňou), nie na základe geologických pozorovaní.

Chcel by som už v úvode podotknúť, že pozorovania na banskoštiavnických rudných žilách nemožno brať oddelene od ostatných žilných ložísk stredoslovenských neovulkanitov so zrudnením zlato-kremenným, resp. polymetalickým, ale na ich základe bude sa môcť pristúpiť k racionálnejšiemu prieskumu aj na ostatných ložiskách tohto typu. Aj keď sú odchýlnosti u jednotlivých ložísk, vyplývajúce zo špecifických podmienok toho-ktorého ložiska, predsa zásadný charakter štiavnických rudných žíl bude možno v podstate aplikovať aj na ostatné obdobné ložiská stredoslovenských neovulkanitov a hádam aj neovulkanitov Slovenska ako celku.

Už sto rokov pred prijatím *Emonsonovej* teórie o zonálnosti konštatovali sa určité rozdiely v zrudnení banskoštiavnického rudného obvodu, v smere horizontálnom i vertikálnom (David 1829). Tak bola celá oblasť rozdelená na časť *vyššie termálnu* — štiavnickú so zrudnením Pb-Zn a časť *nižšie termálnu* — hodrušskú so zrudnením Au-Ag. No už Lippold (1867)



poukazuje na to, že v oboch častiach sa vyskytujú oba typy zrudnenia (konkrétne v žile Špitáler sa ťažilo v severných častiach Au, v strede Pb-Zn a v južnej časti Au-Ag). Platnosť Emonsovej teórie zonálnosti pre banskoštiavnickú rudnú oblasť dokazoval Helke (1938), ktorý svoje pozorovania vyvodzoval len z tepelných zmien smerom do hĺbky, pričom nerátal s pulzáciou roztoku, chemickým zložením, koncentráciou a ostatnými faktormi, ktoré podstatne ovplyvňujú vyžrážanie ťažkorozpusťných látok z roztoku. V novej dobe sa tento problém študuje z aspektu nových poznatkov (pulzácia nových termálnych roztokov v zmysle Smirnova), ktoré sa v tomto smere zistili (Pelák, Stohl).

Stohl (1960) vychádza z pulzačného charakteru hydrotermálnych roztokov. Zonálnosť chápe ako prechod od nižšie termálnych období k vyššie termálnym, pričom vyššie termálna Cu perióda je mladšia ako staršia polymetalická. Celý rudný rajón rozdelil v horizontálnom smere podľa pomerových koeficientov Au/Ag a Pb + Zn/Cu na štyri zóny

Koděra (1961) rieši otázku zonálnosti samostatne pre hodrušskú i pre štiavnickú oblasť. Rozlišuje dva typy zonálnosti: monoascendentnú, závislú výlučne od teploty, a polyascendentnú so širokým uplatnením teleskopingu. O rozsahu rejuvenizácie nemožno podľa neho rozhodnúť s konečnou platnosťou. Znovuotváranie puklín, prípadne tvorba nových puklín zasahuje postupne od najstaršej tektonickej fázy k najmladšej, stále do väčších hĺbok, čiže smerom do hĺbky sa vyklíňujú staršie periódy a uplatňujú sa mladšie.

Z uvedeného je zjavné, že sa nedospelo o zonálnosti k jednoznačnému uzáveru.

Podľa nášho názoru, v každom rudnom rajóne existujú špecifické faktory, ktoré zásadne ovplyvňujú charakter a priebeh zonálnosti horizontálnym a vertikálnym smerom, no z hydrotermálnych roztokov ukladanie minerálnych látok vo všetkých rudných rajónoch sa riadi základnými fyzikálno-chemickými zákonmi, ktoré podmieňujú rovnovážny stav. Narušenie tohto rovnovážneho stavu vedie k vypadávaniu toho-ktorého minerálu v prostredí priaznivom pre jeho tvorbu.

### Poznatky z hĺbkového prieskumu

Cieľom objasnenia termálnych a hydrogeologických pomerov sa uskutočnil hĺbkový prieskum žíl (vrty Br-1, Br-3, Mi-1 a Mi-3).

Vrt Br-1, situovaný zo štólne Ferdinand na Bieber žilu, prechádza 217,0 m cez kryštalické vápence, do mohutnej dacitovej dajky, v ktorej pokračuje až do hĺbky 395,5 m, kde sú migmatity, pripomínajúce migmatity Nízkych Tatier. Vlastná žila Bieber sa tu vyvinula približne v strede dacitovej dajky, ktorej priebeh, ako sa zdá, usmerňuje aj priebeh žily. Podľa priebehu zrudnených partií smerom do hĺbky súdime, že najmä podložná žila Bieber rozdeľuje sa smerom do hĺbky na niekoľko žiliek, nemajúcich už výslovne charakter žily; ide skôr o porušené pásmo s jemnými žilkami a impregnáciami galenitu, sfaleritu a chalkopyritu.

Vrt Mi-3 situoval sa tak isto na žilu Bieber, ale z V obzoru šachty Emil. Od 0,0 m do 16 m prechádza v hydrotermálne zmenených dacitoch. V 16,00 m je kontakt dacitov s kontaktne metamorfovanými kremíťmi bridlicami tektonický aj hydrotermálne silne premenený. Dacitové teleso preráža kontaktne metamorfované bridlice, ktoré siahajú až do 74,60 m, keď vrt prechádza do amfibolicko-biotitických granodioritov. Podľa makroskopického pozorovania sú kontaktne me-



tamorfované kremité bridlice čiastočne injektované granodioritovou magmou. Aj hydrotermálna premena a tektonické porušenie bridlíc na kontakte s granodioritmi poukazujú na mladší vek granodioritov. Ich teleso je rovnakého charakteru ako na povrch vystupujúce v oblasti Hodruša—Vyhne. Keď uvážime, že V obzor šachty Emil, z ktorého sa vrtal vrt Mi-3, má n. v. 83,00 m, potom granodioritové teleso je v oblasti Banskej Štiavnice podstatne hlbšie ako v oblasti Hodruša—Vyhne. V hĺbke 140,20 m granodiorit pretína malé dacitové teleso, ktoré siaha len do hĺbky 146,50 m (v priebehu vrtu).

Granodiorit najmä v nadloží je silne hydrotermálne zmenený, siaha až do hĺbky 230,80 m, kde prechádza znovu do nevelkého dacitového telesa. Ich kontakty sú tiež hydrotermálne zmenené. Podložný kontakt dacitu s granodioritom je dosť intenzívne prerudnený a hydrotermálne zmenený. Z geologického rezu jasne vysvitá, že tu ide o žilu Bieber. Intenzívnejšie zrudnenie je ešte v hĺbke od 328,60 metrov do 341,30 m, ovšem už má charakter jemných žiliek a impregnácií. Od tejto metráže sú rudné žilky vyvinuté len sporadicky, až napokon granodiorit je len slabo hydrotermálne zmenený.

Vrt Br-3, situovaný podobne ako vrt Br-1 zo štólne Ferdinand na žilu Terézia, prechádza v hydrotermálne zmenenom diorite od 0,00 m do 272,50 m, kde prechádza do šedozelených stlačených žúl. V hĺbke 307,80 m pretína ich 90 cm mocná žilka andezitov; podobná žilka je aj v hĺbke od 433,20 m do 434,60 m. Žila Terézia je v diorite a smerom na sever virguje na hranici dioritu s karbonatickými horinami. Zrudnenie tu pravdepodobne končí v diorite na rozhraní s karbonatickými horninami, pričom vrt Br-3 v hĺbke 272,50 m prešiel do kryštalínika s ojedinelými sporadicky zrudnenými žilkami, ktoré nie sú ekvivalentom Terézia žily (P o l á k 1960). Fakt, že táto žila má pomerne strmý sklon opačného smeru ako ostatné žily banskoštiavnického rudného obvodu, vedie ovšem k domnienke, že v hlbších partiách prispôsobuje smer sklonu k ostatným žilám banskoštiavnického rudného obvodu, a preto ju vrt nezachytil.

Vrt Mi-1, situovaný z V obzoru šachty Emil na žilu Špitáler, prechádza 123,50 metrov v pyroxenickom andezite; tu ho pretína dacitová dajka o mocnosti 23,00 metrov. Kontakty andezitu s dacitom sú silne hydrotermálne zmenené. Vlastný masív pyroxenického andezitu ide až do hĺbky 173,20 m. Od 182,00 m začínajú kontaktne metamorfované kremité bridlice. Medzi masívom pyroxenického andezitu a kontaktne metamorfovanými kremitými bridlicami je vyvinuté temer horizontálne uložené dacitové teleso lavicovitého tvaru, ktorého tvar je celkom zjavne diktovaný tvarom puklín. Uvedené dacitové teleso dosahuje mocnosť 9 m. Od 209,00 m prechádza vrt v hydrotermálne zmenených amfibolicko-biotických granodioritoch, v hĺbke 293,20 m od ústia vrtu preťatých mohutnejším dacitovým telesom, siahajúcim do hĺbky 367,30 m, kde vrt prechádza znovu do granodioritu. Podobne, ako na vrte Mi-3, aj na vrte Mi-1 je kontakt granodioritu s dacitom silnejšie hydrotermálne zmenený.



V priebehu vrtu Mi-1 môžeme vymedziť tri zrudnené pásma: *prvé pásmo* v hĺbke 44 do 65 m, odpovedá regionálne tretej nadložnej žile Špitáler. Ide tu o štyri žilky (0,15 až 0,60 m), medzi ktorými sú jemné impregnácie, bez praktického významu. Tieto žilky sú zrudnené iba chalkopyritom. Pb a Zn vystupujú iba v stotínach percenta, kým Cu neklesá pod 1 % (maximálne 3,5 %). Zrudnené časti vrtu, odpovedajúce prvej a druhej nadložnej žile Špitáler sú rozsahom i minerálnym obsahom oveľa chudobnejšie a v prvej nadložnej žile je dokonca prevaha Pb a Zn nad Cu.

*Druhé zrudnené pásmo*, odpovedajúce hlavnej a podložnej žile, predstavuje žilník v hĺbke 233,50 m až 292,70 m; miestami pôsobí dojom obrovskej megabrekcie, ktorej porušené časti sa vyhojili produktmi, vyžrážanými z hydrotermálnych roztokov, pričom intenzita zrudnenia je závislá od stupňa porušenia. Zaujímavé je, že vo väčšine nepozorovať nahromadenie Pb a Zn vedľa Cu a opačne. Ako príklad uvediem 10 vzoriek:

Hĺbka od — do	vzorka	Pb %	Zn %	Cu %
243,80—244,60	PK-BŠ-155	0,46	0,50	0,01
244,60—245,40	PK-BŠ-156	0,41	0,49	0,01
245,40—246,20	PK-BŠ-157	1,01	1,22	0,01
250,60—251,60	PK-BŠ-163	0,20	0,00	2,09
251,60—252,60	PK-BŠ-164	0,13	0,00	2,67
252,60—253,60	PK-BŠ-165	0,02	0,00	1,16
268,60—279,60	PK-BŠ-170	0,02	0,00	0,94
269,60—270,60	PK-BŠ-171	0,20	0,00	4,06
270,60—271,60	PK-BŠ-172	0,10	0,00	2,90
289,80—290,60	PK-BŠ-177	0,12	0,00	3,66

Tento fakt by nasvedčoval pulzácii hydrotermálnych roztokov, pričom časti žilníka, ktoré obsahujú minimálne množstvo medi, boli asi v dobe pulzácie roztokov so zvýšeným obsahom Cu zatvorené, resp. už vyplnené galenitom a sfaleritom (v zmysle Koděru) a opačne. Toto by však predpokladalo pomerne čulú tektoniku počas pulzácie, ktorá pravdaže nemusela byť priestorove veľmi rozsiahla.

Pri spektrálnych analýzach zo zrudnených častí žily Špitáler sa zistili: Cd, Bi, Sr, Ag, Ni, Co, V, Sn, As, Cr, No. Na základe prítomnosti stopových prvkov a ich obsahov ovšem nemožno robiť nejaké uzávery. Cd je viazané na periódu so zrudnením galenitu a sfaleritu, Bi zas na chalkopyrit. Pre ilustráciu uvediem príklady:

Vzorka	Pb %	Zn %	Cd %	Cu %	Bi %
PK-BŠ-171	0,29	0,00	—	4,06	0,031
PK-BŠ-163	0,20	—	—	2,09	0,022
PK-BŠ-127	0,21	3,82	0,008	1,50	0,005
PK-BŠ-137	3,29	5,92	0,006	0,25	—
PK-BŠ-157	1,01	1,22	0,004	0,01	1
PK-BŠ-178	0,54	—	—	10,87	0,006

Pre presnejšiu charakteristiku pribúdania jednotlivých prvkov smerom do hĺbky by bolo treba urobiť kompletne chemické analýzy z určitých výškových bodov na žile.



Okrem už uvedených zrudnených partií, ktoré majú aj priemyselný význam, možno pozorovať na vrte Mi-3, Mi-1 na kontakte metamorfovaných kremitých bridlíc a granodioritov *impregnované pásma*.

V prípade vrtu Mi-3 niektorí (Stohl) predpokladali, že tu ide o hlavnú žilu Bieber, ktorá smerom do hĺbky vraj prudko mení sklon. Fakt, že zrudnenie impregnačného charakteru sa zachytilo aj na vrte Mi-1, podperuje skôr názor, že na kontakte týchto dvoch silne odlišných prostredí dochádza k triešteniu tektoniky do rôznych smerov, a tým súčasne aj k rozptylu rudotvorných elementov. Vrty Mi-1 a Mi-3 majú rovnakú nadmorskú výšku; no napriek tomu polohu kontaktne metamorfovaných kremitých bridlíc i granodiority vrt Mi-3 zachytil oveľa v menšej hĺbke ako vrt Mi-1. Ako vysvitá z geologického rezu vrtom Rudných baní a vrtmi Mi-1 a Mi-3, došlo k poklesnutiu oblasti žily Špitáler, resp. k vyzdvihnutiu oblasti žily Bieber. Presný charakter tektoniky sa nedá vymedziť.

*Poznanky doterajších prác o zonálnosti  
a hlbokých geologických štruktúrach*

1. Absolútny úklonný hĺbkový zásah zrudnenia zachyteného vrtom Mi-1 je cca 900 m (vrt bol situovaný šachtový rudný stĺp Michal n. v. cca 700,00 m a maximálny hĺbkový úklonný zásah vrtom Mi-2 je cca 210 m pod morskou hladinou).

2. Mocnosť zrudnených polôh, zistených vrtom, je väčšia ako mocnosť zrudnenia na východnom hlbokom obzore šachty Emil.

3. Galenit a sfalerit v hĺbkach takmer úplne miznú; objavujú sa len sporadicky a na ich miesto prichádza chalkopyrit.

4. Pri hydrogeologických meraniach sa zistilo, že v hĺbke asi 1,000 m pod povrchom je teplota vody 38 až 39 °C, čo by zhruba odpovedalo geotermickému gradientu.

5. Rozsah granodioritového masívu sa potvrdil aj pre ďalšie územie, pričom sa zistilo, že smerom na JV sa ponára do väčších hĺbok.

6. Navrátilo sa niekoľko slepých telies dacitu, ktoré najmä na kontakte pyroxenického andezitu s kontaktne metamorfovanými kremitými bridlicami majú charakter sill a neprebiehajú paralelne so žilkami, ale sú nimi pretínané.

7. Rudné žily smerom do hĺbky nadobúdajú charakter žilníkov v značnom rozsahu.

Na základe doterajších vrtných prác sa v zásade vyvrátilo tvrdenie, že rudné ložiská žilného charakteru v neovulkanických oblastiach smerom do hĺbky vyklíňujú (v hĺbke 500 až 600 m). Naopak, dokázalo sa, že ďalej do hĺbky nielen že sa ich mocnosť neredukuje, ale naopak narastá, pričom charakter zrudnenia sa mení od nižšie termálneho k vyššie termálnemu. Potvrdil sa prechod z Pb-Zn do Cu zóny. Otázka prechodu z Au-Ag zóny do Pb-Zn je zodpovedaná iba všeobecne, na základe archívnych materiálov.

Na základe zachytenia granodioritového masívu na nových, doposiaľ neznámych miestach, možno tvrdiť, že priebeh tohto hlbinného telesa zhruba kontroluje priebeh zrudnenia. Ak totiž predpokladáme, že je vyvinuté zhruba v smere V-Z, to znamená, že pravdepodobne sleduje priebeh starých tektonických línií; rudné stĺpy sú vyvinuté práve na priesečníku starých tektonických línií (ktoré dnes v samotnom granodioritovom masíve azda ani nebudú pozorovateľné) s mladšími. Tým by sa zodpovedala aj otázka paralelnosti rudných stĺpov.

Stúpanie teploty smerom do hĺbky odpovedá zhruba geotermickému stupňu. Tento predpoklad



platí iba pre oblasti s geotermickým stupňom 33 m/1 °C. V neovulkanických pohoriach je podľa literárnych údajov tento stupeň podstatne nižší, avšak podľa našich pozorovaní uvedené údaje nebudú platiť pre všetky neovulkanické pohoria bez výhrad.

### K otázke genézy banskoštiavnických rudných žíl

Oblasť stredoslovenských neovulkanitov, ako jedna z našich najväčších a najstarších rudných oblastí, je značne prefáraná banskými prácami. No vzhľadom na spomínanú teóriu o nevelkom hĺbkovom dosahu zrudnenia tieto práce nedosiahli podstatnejších hĺbok; najhlbšie vrty sú v oblasti Banskej Štiavnice a Kremnice, kde sa konštatovali kyslé hlbinné telesá a ich efuzívne ekvivalenty. V dôsledku vulkanickej činnosti, prejavujúcej sa intermediárnymi až bázičnými členmi obohatila sa magma hlbinného krbu o kyslé komponenty. Súčasne však dochádzalo aj k znižovaniu erupčnej schopnosti materského magmatického krbu. Nemalý význam pritom mali aj mohutné príkrovy produktov prvých vulkanických fáz. V dôsledku toho v ďalších obdobiach vulkanickej činnosti dochádza len k vytlačeniu mohutných hlbinných telies, ktoré však nemali dost sil, aby prerazili na povrch. Ich uložením však predsa došlo k narušeniu rovnovážneho stavu, čo malo za následok obnovenie tektonických pochodov, vytvorenie puklín zhruba priečneho smeru. Po týchto puklinách došlo k výlevom ich efuzívnych ekvivalentov. Išlo tu o obdobie značného tektonického nekludu, ktoré doprevádzalo vznik nových a nových puklín. Dozvukom tejto vulkanickej fázy boli hydrotermálne roztoky, ktoré niesli so sebou aj rudné elementy. V oblasti Kremnice možno pozorovať oproti Štiavnici značné rozdiely v chemizme kyslých efuzív, naznačujúce určitú diferenciáciu magmy. Rozdielnosť v chemizme magmy musela sa prejavíť aj v chemizme hydrotermálnych roztokov, a teda i v charaktere zrudnenia týchto dvoch rudných rajónov.

### Záver

Hĺbkovým prieskumom bolo overené pokračovanie zrudnenia smerom do hĺbky a zistilo sa, že žily sa rozmršťujú do žilníkov, čím sa vytvára mohutné impregnačné pásmo, ktoré má miestami veľkú mocnosť a vysoký obsah rudných elementov. Keďže však ide o bodový priesek žily, nemožno robiť uzávery o horizontálnom rozsahu týchto bohatých partií. Je známe, že zrudnenie na banskoštiavnických rudných žilách je vyvinuté len na tzv. rudných stĺpoch, čiže značná časť žilnej pukliny nie je vyplnená rudnými komponentmi. Vrtne práce sa orientujú na hĺbkové pokračovanie týchto rudných stĺpov. Keďže ich hĺbkový priesek vrtom je minimálne 200 m od miest overených banskými prácami, na tomto hĺbkovom rozsahu môže nastať zmena priebehu rudného stĺpu a minúť zrudnené partie rudného stĺpa, resp. zachytiť anomálne nahromadenie rudných komponentov, čo by mohlo skresliť výsledky. Toto skreslenie sme sa snažili anulovať tzv. úhybovým vrtaním. Keďže ale úhyby od základného vrtu nemožno z technických dôvodov



úplne orientovať, pretínajú tieto žilnú puklinu len asi 10,00 až 15,00 m od základného vrtu a teda nevylučujú úplne možnosť existencie uvedenej chyby.

#### LITERATÚRA

- [1] Betehtin A. G., 1955: Hidrotermal'nyje rastvory, ich priroda i procesy rudoobrazovanija. Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennyh rudnyh mestoroždenijach. — [2] Böhm M., 1961: Niektoré genetické problémy kremnického ložiska. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Fiala Fr., 1961: Přehled neovulkanitů Kremnických hor a jejich chemizmu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Helke A., 1938: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. Archív für Lagerstättenforschung, Berlin. — [5] Hettler J., 1952: Předběžná zpráva o geologických poměrech střední části štiavnicko-hodrušského rudního obvodu. Věstník ÚÚG XXVII/3—4, Praha. — [6] Hettler J., 1952: Příspěvek k poznání ložiskových poměrů štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Věstník ÚÚG XXVII/3—4, Praha. — [7] Klír St. — Zeman J., 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věstník ÚÚG XXX, Praha. — [8] Klír St., 1960: Hydrogeologie šachy Zigmund — Emil — Maximilian v Banské Štiavnici. Rukopis: Geofond, Praha. — [9] Klír St., 1961: Rudní obvod u horního města Nové Baně na Slovensku. Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [10] Koděra M., 1956: Paragenéza a chemizmus žily Terézia v Banskej Štiavnici, Geol. práce, Zošit 42, Bratislava. — [11] Koděra M., 1958: Paragenetické pomery Medenej žily v Hodruši. Acta geologica et geographica universitatis Comenianae, Bratislava. — [12] Koděra M., 1961: Charakter zonálnosti v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Lippold M. V., 1867: Der Goldbergbau von Königsberg in Ungarn. Jahrbuch d. k. u. Geol. Reichsanstalt, Wien. — [14] Park H. F., 1955: The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol., New York. — [15] Polák St., 1960: Banská Štiavnica — šachta Bránik. Závěrečná zpráva. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Polák St., 1961: Výpočty zásob rudy pred 130 rokmi. Geol. priekum 2, Praha. — [17] Polák St., 1961: Magmatogenné ložiská v slovenských neovulkanitoch. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Smirnov S. S., 1937: K voprosu o zonalnosti rudnyh mestoroždenij. Izd. Akad. nauk SSSR, Moskva. — [19] Stohl J., 1960: Perspektíva geologicko-prieskumných prác v hĺbkach banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu, z hľadiska nových názorov na zonárnu stavbu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [20] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. práce, Zošit 39, Bratislava. — [21] Šalát J. — Rozložník L., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí hornohodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice, Geol. práce, Zprávy 7, Bratislava. — [22] Volfsón F. J., 1952: Problemy izučeniija gidrotermal'nyh mestoroždenij. Izd. akad. nauk SSSR, Moskva.

FRANTIŠEK JURIA

#### ZUR FRAGE DER FORTSETZUNG DER ŠTIAVNICAER ERZGÄNGE IN DER TIEFE

Im vorliegenden Artikel sind neue Erkenntnisse über die Fortsetzung der Erzgänge von Banská Štiavnica (Schemnitz) in der Tiefe zusammengefasst. Bisher hat man angenommen, dass die subvulkanischen Erzlagerstätten, zu welchen auch das studierte Erzvorkommen gehört, nur bis etwa 500—600 m reichen, wobei sich die maximalen Erzkonzentrationen in etwa 100—300 m



Tiefe befinden sollen. Mit Hilfe der Tiefbohrungen konnte man feststellen, dass diese Ansicht für die Erzvorkommen von Banská Štiavnica (Schemnitz) im allgemeinen nicht gültig ist. Auf dieser Lagerstätte setzten die Erzgänge auch unter den obenangeführten Tiefen fort, wobei man den Übergang von der Pb-Zn-Vererzung in die Cu-Metallisation beobachten kann. Die Erzgänge werden der Tiefe zu nicht reduziert, sondern man kann sogar von ihrer Mächtigkeitszunahme sprechen, so dass sie ganze Gangzonen bilden, welche sich durch mächtige Imprägnationstreifen auszeichnen.

Beim Studium der Temperaturverhältnisse konnte man feststellen, dass die Temperatursteigerung der Tiefe zu im allgemeinen dem normalen geothermischen Grad entspricht. Dadurch unterscheidet sich diese Lagerstätte von übrigen neovulkanischen Gebieten mit heissen Quellen, bei welchen der geothermische Grad weit niedriger ist.

In den Tiefen wurde das Granodiorit-Massiv desselben Charakters festgestellt, wie es im Gebiet von Hodruša—Vyhne zu tage tritt. Daraus folgt, dass dieses Massiv einen weit grösseren Umfang einnimmt, als bisher angenommen. Der Verlauf dieses Massivs ist fast identisch mit der Richtung der älteren tektonischen Linien, wobei einzelne Erzstöcke etwa an die Kreuzung älterer tektonischer Linien mit jüngeren Linien lokalisiert sind.

In den Bohrungen wurden einige Dazitkörper festgestellt, deren Verlauf abweichend von dem der Erzgänge ist. Diese Tatsache widerspricht der bisherigen Ansicht, wonach die Dazitkörper im allgemeinen (was die Richtung und Neigung anbelangt) mit den Erzgängen identisch seien.

Auf Grund der Spektralanalysen wurde die Vermutung geäussert, dass in grösseren Tiefen die Vererzung wahrscheinlich in die Ni-Co-Zone übergehen wird.

*Geologische Forschung. VEB,  
Žilina*



IVAN ČILLÍK

## VÝSLEDKY GEOLOGICKÉHO PRIESKUMU LOŽISKA RUMELKY PRI MALACHOVE

### Úvod

Hoci ložiská rumelky pri Malachove boli predmetom pozornosti geológov od pradávna, terajší geologický prieskum priniesol niekoľko nových poznatkov. Geologický prieskum sa v začiatkoch opieral o prácu M. K u t h a n a (1943) a archívny materiál, spracovaný B e r g f e s t o m (1956). Vzhľadom na podrobné staršie práce geológov spred r. 1955—1957, podávam v tomto príspevku iba stručný prehľad geologickej stavby okolia a vlastného ložiska. Prvý raz sa baníctvo na ortuť pri Malachove spomína v súdnych spisoch v Banskej Bystrici z rokov 1390 až 1391 (B e r g f e s t 1956). Technicky upotrebitelné dáta sú však až z roku 1535. Už v roku 1796 zaniká banské podnikanie pre nízky obsah ortuti v ťaženej surovine (cca 0,4 % Hg; Bergfest 1956). Ojedinelé oživenie baníctva v rokoch 1785—1796 a neskôr v spojitosti s inými surovinami (Kordíky — uhlie) uskutočňovaný prieskum, prípadne iba pochôdzky terénu nepriniesli nič nového (M. K u t h a n 1942).

Geologický prieskum v roku 1955—1957 sprístupnil väčší počet starých banských diel, detailne preveril geologickú mapu okolia ložísk v  $M = 1:20\,000$  a umožnil autorovi dospieť k niektorým odchylným názorom na stavbu ložiska.

### Geologická stavba širšieho okolia ložiska

Geologickú stavbu tohto územia popísali K u t h a n (1942), N á p r s t e k — R ö h l i c h (1957), stručne S t a h a l í k (1958); preto tu uvedieme len nutné doplnky a vysvetlenia, ktoré priniesol novší prieskum.

Okolie ložiska budujú horniny v stratigrafickom rozpätí trias až kvartér, ak pritom neuvažujeme zrejme nehlboké podložie podľa blokov zlepenčov (verukáno) a kryštalinika, popísaných už ako exotické bloky (N á p r s t e k — R ö h l i c h 1957). Tektonické členenie hornín okolia ložiska je veľmi pestré; zastúpené sú tu: 1. subtatridné mezozoikum (krížňanská a chočská séria); 2. pa-



leogén centrálnych Karpát; 3. neogén v sedimentárnom vývoji vnútrokarpatských kotlín (Kordíky) a masy neovulkanitov; 4. kvartér. Osobitnú pozornosť si zasluhujú tzv. exotické bloky zlepcov permu a kryštalinika, pomerne hojne zastúpené na povrchu a konštatované i v banských prácach (vyšná štôlna Karol; Brodňanová 1959). Ide o metamorfované arkózovité pieskovce (verukáno), diafority a dvojsludné ruly. Arkózovitý pieskovec je sivej farby s nádychom do zelena, usmernenej textúry. Je v ňom kremeň, sericit a živce, slabo opracované a značne postihnuté sericitizáciou. Xenomorfné zrnká kremeňa undulózne zhášajú; zrnká kremeňa a živca tmelí sericit.

Dvojsludná rula so sericitizovanými plagioklasmi, alotriomorfným biotitom a hypidiomorfným muskovitom vykazuje i účinky dynamometamorfózy (undulózne zhášanie kremeňa, poprehýbané lupienky biotitu). Ešte výraznejšiu dynamometamorfózu prekonali diafority s makroskopicky viditeľným, silne undulóznym kremeňom, sericitizovaným muskovitom a živcami, až bridličnatej textúry. Keďže tieto horniny tvoria miestami valúny, miestami obrovské neopracované bloky (až niekoľko m) v pevných paleogénnych zlepcoch, možno uvažovať o blízkom podloží z paleozoických a kryštalinických hornín na východnom úpätí Kremnických hôr, pretože transport obrovských blokov týchto hornín vo vodnom prostredí je nepredstaviteľný. Táto skutočnosť však hovorí aj o tom, že v tejto oblasti treba počítať s ďalšou tektonickou jednotkou nehlboko pod povrchom, a to s kryštalinikom centrálnych Karpát.

Subatranské mezozoikum už popísali iní autori (Náprstek — Röhlích, 1957; Stahálík 1958); treba len azda poznamenať, že mohutné sutinové kužele a zosuvné územia najmä v okolí a vo vnútri neovulkanitov znemožňujú identifikáciu podložia vulkanitov. Okrem toho, najmä v okolí ložiska sú len zvyšky mezozoických sérií, a preto príslušnosť súvrství k tej či onej sérii (krížňanská, chočská) je otázna. Z hľadiska vývoja ložiska si zasluhujú pozornosť len dolomity, miestami zrudnené a opalizované.

Podstatne viac pozornosti treba venovať paleogénu, ktorý tvoria väčšinou polymiktné až monomiktné zlepenice, miestami pieskovce a piesčité bridlice, pričom psefity a psamity paleogénu sú nositeľom Hg zrudnenia.

Zlepenice sú v okolí ložísk veľmi časté; tvoria ich valúny pestreho petrografického zloženia, obyčajne iba s karbonátovým tmelom. Veľkosť valúnov a úlomkov sa pohybuje od mm do dm (až blokov); pochádzajú z hornín mezozoika, paleozoika a kryštalinika. Petrografické zloženie valúnov zlepcov verne odráža podložné horninové masy, takže miestami doslova prechádzajú do klúvia (valúny dolomitov a dolemity na Nemeckom vrchu).

Opracovanie klastického materiálu zlepcov je nepatrné; aj drobné (pod 0,5 mm) úlomky živcov a kremeňa, ako aj muskovitu zo spodnej štôlny Karol sú výrazne ostrohranné a karbonatický tmel v zmysle klasifikácie Švecovova je pórovitý až výplňový. Štruktúra tmelu je jemnozrnná až celistvá. To svedčí o krátkom transporte i o pohybe vo vodnom prostredí. Fauna, prevažne schránky numulitov, je hojná v masách vápnitých zlepcov s valúnmí karbonátov, niekedy prechádzajú v lumachely.



Pieskovce sú monotónne a dosť zriedkavé. Obyčajne tvoria tenké polohy v zlepenkoch a bridliciach, zriedka samostatné partie. Slabo opracované zrnká pieskocov sú z kremeňa, brekcií, alebo uhličitanov. Ostrohranné bloky a pítorské tvary mezozoika (hlavne dolomitov) v masách pieskocov a jemnozrnných zlepenčov výrazne kontrastujú s ich monotónnym zložením (spodná štólna Karol).

Piesčité bridlice miestami s tenkými, niekoľko cm a dm mocnými polohami pelokarbonátov (hlavne Fe, čiastočne Mn; Fe 30 %; Mn 1,97 %; SiO<sub>2</sub> 32 %) tvoria obyčajne nadložie zlepenčov a pieskocov (Malachovský potok), alebo centrálnu časť panvy v okolí Mutunku. Klastický materiál je prevažne z drobných zrníek kremeňa a hojných šupiniek sludy. Miestami vidno i organogénny pigment a zrnká syngenetického pyritu.

Paleogénne súvrstvie sa vyznačuje krížovým zvrstvením a vykľňovaním (najmä v partiách budovaných polymiktnými zlepenkami), pestrým striedaním polymiktných a monomiktných zlepenčov, prechodom zlepenčov do piesčitých bridlíc k očakávanému centru panvy, alebo jej hlbších častí. Najmä bloky mezozoika v pieskococh hovoria o členitom a strmom pobreží, krížové zvrstvenie pripomína deltové uloženy. Z toho možno dedukovať, že okolie ložísk Hg pri Malachove v paleogéne predstavovalo príbrežné, pravdepodobne zálivové partie vodného bazénu, miestami s riečnymi prítokmi.

V okolí samotných ložísk nie sú, okrem zmienky M. Kuthana (1943), známe typické neogénne sedimenty, ak neberieme do úvahy uhoľnú panvičku v okolí Kordík a výskyty uhlia v zosuvných územiach Malachovského potoka; zrejme tu ide o intravulkanickú, až synvulkanickú sedimentáciu. Pre ložisko ortuti nemajú tieto výskyty veľký význam.

Mimoriadny význam majú však neovulkanity ako nositeľ Hg zrudnenia. Doplnkom k práci M. Kuthana (1942) treba uviesť iba to, že v okolí ložísk Hg prevládajú explozívne deriváty nad efuzívnymi, ktoré patria prevažne pyroxenickým a ojedinele amfibolicko-biotickým andezitom. Možno najmladším členom neogénu sú polymiktné, alebo spevnené zlepence s valúnmi andezitov a paleogénnych zlepenčov v pravom údolí Malachovského potoka (vyšná štólna Karol) bez fauny. Nie je vylúčené, že ide o sutinou pochovanú fosílnu riečnu terasu.

Mohutné sutinové kužele, zosuvy vo vulkanitoch, nepatrné alúvium a miestami mohutné elúvium zakryli partie mäkkého reliéfu, najmä v tektonicky komplikovanejších partiách (pramenná oblasť Malachovského potoka a úbočia výbežkov neovulkanitov). V partiách karbonátov badať začiatky krasovatenia (závrty, drobné jaskynné a krápnikové útvary v štólach na Nemeckom vrchu).

**Tektoniku** mezozoika spojenú so subhercýnskou a inými fázami alpínskeho vrásnenia ťažko interpretovať. Druhá etapa vrásnenia postihla okolie ložiska po paleogéne, ktorý transgredoval na veľmi členitý reliéf mezozoika a paleozoika. Zrejme sa prejavila systémom zlomcov, ktoré vytvorili mozaiku výškove nevelmi diferencovaných blokov. Ďalšia tektonická aktivita postihla už aj masy neovulkanitov a viedla k trvalému vyzdvihnutiu oblasti a intenzívnou eróziou k inverzii



reliéfu (M. K u t h a n 1942). Pravdepodobne využila staré popaleogénne tektonické línie. Tieto zlomy majú značný význam pre ložiská Hg. Plnili funkciu kolektora zrudnenia pre sprievodné pukliny. Aj po zrudnení ložiská rumelky postihli ďalšie tektonické pohyby, ktoré miestami viedli k rozotretiu minerálov rumelky.

Okolie ložísk je vlastne na okraji v u l k a n i c k é h o m a s í v u Kremnických hôr a terajšia morfológia zanechala len erózivne zvyšky lávových prúdov, pokryvov a más explozív, prevažne peléjskeho charakteru (K u t h a n 1942). Pritom výskyt efuzív toho istého petrografického zloženia (pyroxenický andezit) vo viacerých horizontoch hovorí o stratovulkáne. Hypoabysálne formy vulkanitov sú z tejto oblasti neznáme. Mohutné pumy andezitov v partiách bez stôp elúvia vulkanitov môžu svedčiť o veľkej sile explózií s podstatne širším okruhom dopadu ako majú jemnejšie explozívne deriváty.

### Geológia vlastného ložiska

Rozmiestnenie starých bankských prác budí spočiatku dojem náhodného výskytu rumelky v dolomitoch, alebo v paleogénnych zlepencoch a pieskovcoch. Z povrchovej geologickej mapy a tektonických línií však vyplýva, že priebeh tektonických línií, ako aj výskyty starých bankských prác navzájom priestorove súvisia. Výskyty rumelky lemujú zrejme poruchové pásma. Spočiatku sa pri prieskume predpokladalo, že impregnácie a žilky rumelky sú priamo rozmiestnené v poruchovom pásme. Až neskôr po odkrytí viacerých starých bankských diel sa ukázalo, že ložiská rumelky sú viazané na sprievodné pukliny zhruba priechneho až diagonálneho priebehu voči poruchovým pásmam (napríklad spodná a vyšná štôlna Karol, Nemecký vrch). Zaujímavý je aj poznatok, že impregnácie a povlaky rumelky v dolomitoch a pieskovcoch (spodná štôlna Karol a úpadnica) dosahujú koncentráciu len max. 0,1 % Hg, kým žilky a rumelky v zlepencoch podstatne vyššie (až 0,8 %) a vlastne iba tieto predstavujú koncentrácie priemyselného významu. Teda k optimálnej koncentrácii rudných minerálov dochádza podľa výsledkov analýz z vyšnej a nižnej štôlne Karol a úpadnice v zlepencoch, a to v tesnom podloží paleogénnych bridlíc (vyšná štôlna Karol). Zrudnenie rumelkou vo vulkanitoch sme zatiaľ nezistili. Charakter a štruktúra minerálov rumelky sú v dolomitoch a pieskovcoch značne rozdielne. V dolomitoch sú to práškové až pelitické povlaky, v zlepencoch dobre badateľné zrnká. I keď opál a vápenec ako sprievodná žilovina rumelky nemajú rozdielny charakter v zastúpení, ani v štruktúre v dolomitoch a zlepencoch (tmel je i tu karbonátový), jednako tieto fakty umožňujú vytvoriť si inú predstavu o pozícii a vývoji ložísk Hg v okolí Malachova, než podáva K u t h a n (1942). Koncentrácie rumelky v okolí Malachova sú predovšetkým v pričných puklinách zlepencov v sprievode význačných dislokácií. Nadložné bridlice pritom plnili funkciu stropu mineralizácie.



Niektorí geológovia si predstavovali ložiská prevažne vo forme žiliek v zlepencoch, alebo v dolomitoch (K u t h a n 1942). Pri prieskume sa však ukázalo, že najkoncentrovanejší výskyt rumelky vo vyšej štólňi Karol tvorila spleť puklín miestami úplne vyhojených vápencom a zrnkami rumelky, miestami otvorených len s ojedinelými zrnkami rumelky. Ultramylonity v dolomitoch s povlakmi rumelky nepotvrdili predstavu žilného systému (spodná štôľňa Karol a úpadnica Karol). Okrem toho medzi systémom puklín s rumelkou v zlepencoch sú hojné impregnácie. Ložisko si teda možno predstaviť, ako nepravidelné teleso napojené na diagonálne pukliny V—Z poruchových pásiem, tvorené spleťou impregnácií a žiliek, pôvodne v tesnom podloží paleogénnych piesčitých bridlíc (tieto boli pochopiteľne v oblasti starých banských diel oderodované). Sklon a smer nadložia ložiska súhlasí s vrstevnatosťou paleogénu na rozhraní zlepenčov a bridlíc.

### Vzťah rudných minerálov k okolitej hornine

Len v dolomitoch sa zistila ojedinelá silicifikácia po predchádzajúcom chemikom „vyčistení“ (K u t h a n 1942). V paleogénnych zlepencoch sa nezistili nijaké chemické zmeny okolitého karbonatického tmelu. Prítom zrnká rumelky sa obyčajne koncentrujú na okolie valúnov a úlomkov zlepenca, ba dokonca vytvárajú niekedy ich obruby. Karbonátová žilovina a chalcedón iba v puklinách zavše doprevádzajú rumelku. Hypergénny pôvod karbonátov v rudných žilách môže byť diskutabilný vzhľadom na možnosť jeho sedimentácie z descendentných roztokov.

Ložiská v okolí Malachova sú zrejme výsledkom sedimentácie rumelky v nízko-temperovaných a nepatrne chemicky aktívnych roztokoch, ktorých chemické pôsobenie na karbonatický tmel nemožno identifikovať. Mineralogická náplň rudy je veľmi jednoduchá; K u t h a n (1942) uvádza 2 generácie minerálov: arzenopyritovú; rumelkovú s chalcedónom a vápencom. Ako sekundárne minerály sa miestami vyskytujú ihličky sadrovca v paleogénnych bridliciach (vyšná štôľňa Karol) a hydroxydy Fe a Mn (Nemecký vrch) v dolomitoch. V oboch prípadoch ide o prvky syngenetické s minerálmi okolitej horniny (pyrit v bridliciach, mangán ako izotopická prímes v dolomitoch).

Výsledky geologického prieskumu potvrdili názor K u t h a n a (1942), že ložiská rumelky v okolí Malachova sú telemagmatické (S c h n e i d e r h ö h n 1951) dozvuky neogénnej vulkanickej činnosti v okolí Kremnice. Možno k nim zaradiť i výskyty realgaru a auripigmentu v okolí Tajova a na hrebeni Kremnických hôr.

### Záver

Existencia neopracovaných blokov paleozoika a kryštalinika v paleogénnych zlepencoch hovorí o blízkom podloží týchto hornín. Ložiská rumelky v okolí Malachova predstavujú teda záver (časove) značne diferencovanej činnosti vul-



kanizmu Kremnických hôr. Pre ich pozíciu sú však smerodajné tektonické línie hlbokého dosahu, hlavne v dolomitoch, pričom ku koncentrácii rudných minerálov došlo prevažne v zlepencových komplexoch na sprievodných tektonických puklinách. Ako rudonosný strop mohli slúžiť paleogénne piesčité bridlice. Tento záver vedie ovšem k zásadnej zmene metodiky prieskumu. Ak sa predtým za hlavný problém považovalo riešenie hlbokého pokračovania známych rudných partii najmä v dolomitoch, teraz sa dostáva do popredia otázka existencie sutinou a paleogénnymi bridlicami prikrýtych koncentrácií rumelky v sprievode významnejších tektonických línií. Otázna nadalej je prítomnosť Hg zrudnenia v neogénnych vulkanitoch, kde i banské práce starcov skončili neúspešne.

#### LITERATÚRA

- [1] Abdulajev Ch. M., 1959: Genetičeskaja svjaz orudnenija s granitoidnymi intruziami. Gosgeoltechizdat, Moskva. — [2] Bergfest A., 1956: Ortuťné baníctvo v Malachove, Archív Geologického prieskumu, Žilina. — [3] Kuthan M., 1941, 1942: Ortuťové ložiská Slovenska I. Gelnica, Dubník, II. Melník, III. Malachovo, Banská Štiavnica, Kremnica, Vernár. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [4] Náprstek V. — Röhlich P., 1957: Geologické pomery širšieho okolí Kralík, Tajova a Malachova, západne od Banské Bystrice. Geol. práce, Zprávy 10; Bratislava. — [5] Stahálik J., 1958: Zpráva o geologickém mapování a průzkumu rtuťových ložisek u Malachova a Tajova východně od Banské Bystrice. Geol. práce, Zprávy 12, Bratislava. — [6] Schneiderhöhn H., 1949: Erzlagerstätten, Stuttgart. — [7] Švecov M. S., 1957: Petrografia sedimentárných hornín. VSAV, Bratislava.

IVAN ČILLÍK

#### GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DER ZINNOBER-LAGERSTÄTTE VON MALACHOVO

Auftreten von ungerundeten und unverarbeiteten Blöcken des Paläozoikum und Mesozoikum in den paläogenen Konglomeraten zeugt im studierten Gebiete vom nahen Liegenden dieser Gesteine. Die Zinnobervorkommen in der Umgebung von Malachovo stellen also den Abschluss einer (zeitlich) sehr differenzierten vulkanischen Tätigkeit im Gebirge Kremnické hory dar. Ihre Position ist jedoch von den tiefreichenden tektonischen Linien in den Dolomiten abhängig. Zur Konzentration der Erzminerale kam es meistens in den konglomeratischen Komplexen an den tektonischen Klüften. Als erzhaltiger Stropp konnten paläogene Sandschiefer dienen.

Dieser neue Gesichtspunkt führt zur Änderung der Methodik bei der Durchforschung der Lagerstätte. Während die bisherigen Studien sich an die mögliche Fortsetzung der Erzvorkommen in der Tiefe konzentrierten, nun muss man auch die Möglichkeit der unter den vom Schutt und paläogenen Schiefen bedeckten vererzten Konzentration der Zinnobereze in Begleitung bedeutender tektonischer Linien erwägen. Weiterhin fraglich bleibt die mögliche Zinnober-Vererzung in den neogenen Vulkaniten, wo sowohl ältere, wie auch neuere Arbeiten ohne Erfolg blieben.

*Geologische Forschung, VEB,  
Žilina*



IVAN ČILLÍK

## LOŽISKO MANGÁNOVEJ RUDY PRI ZÁZRIVEJ

### Úvod

Ložisko mangánovej rudy pri Zázrivej patrí do širšej skupiny mangánových ložísk mezozoika, známych i z iných oblastí Slovenska. V podobnej geologickej pozícii sú mangánové rudy pri Lednickom Rovnom (Andrusov — Gorek — Nemček 1955; Polák 1956), pri Šarišskom Jastrabí (Ilavský 1955) a liasové mangánové rudy Malých Karpát (Borinka, Lozorno; Polák 1957).

Širšie okolie ložiska, ako časť jednej z najzaujímavejších tektonických jednotiek Západných Karpát — bradlového pásma, po starších geológoch (Zipser, Beudant, Uhlig atď.) podrobne geologicky mapoval (okolie Zázrivej) Andrusov (1931, 1938—1945). I keď niektoré novšie práce priniesli určité zmeny, najmä pokiaľ ide o tektonický vývoj bradlového pásma (Birkenmajer 1954; Salaj 1961; Began — Kantorová 1961), zásadná tektonická koncepcia a členenie sérií sa podstatne nemenili. Na prácu Andrusova naväzuje M. Ivanov (1953) pri zisťovaní perspektív ložiska a potom autor. Výskyty mangánovej rudy pri Zázrivskom potoku skúmali Čechovič — Kuráň (1951) a Polák (1952). Možno ich rozdeliť do dvoch geologicky odlišných skupín: a) v bradlovom pásme, V od obce Zázrivá; b) v mezozoiku tatríd na pravom i ľavom brehu potoka medzi Zázrivou a Párnitou. Geologický prieskum sa zaoberal iba s výskytom Mn-rúd východne od Zázrivej, a to pod osadou Kozinská-Šramovka a na severnom úpätí vrchu Kozinec v osade Kozinská-Havranie. Oba výskyty sú v úbočí nad úrovňou malých potokov.

### Geologická stavba širšieho okolia a ložiska

Podrobný popis geologickej stavby širšieho okolia ložiska už podal Andrusov (1931, 1938), a preto tu uvedieme iba zásadné prvky geologickej stavby okolia Zázrivej, ktoré je severným zakončením sygmoidálneho ohybu vnútorného bradlového pásma. Horniny patria skoro výhradne pieninskej sérii (hetang-neo-



kom). Sedimentácia pokračuje horninami obalu bradiel v gaulte až senóne a končí paleogénom vo vývoji jednotky Oravskej Magury. Ide o petrograficky a geneticky pestré súvrstvia pieskovcov, vápencov, radiolaritov, bridlíc a slieňovcov. Striedajú sa tu vyložene klastické sedimenty (hetang, sinemúr, aalen, gault, senón, paleogén), s prevažne chemickými a organogénnymi (lotaring, toark, doger, gault, cenoman, paleogén). V celom stratigrafickom slede sa rytmicky striedajú psamity a pelity, detritus a chemicko-organogénny materiál. Tektonicky je táto oblasť mimoriadne exponovaná a jej tektonická pozícia na severnom závere sygmoidálneho ohybu viedla k tvorbe brachy-uzáverov intenzívne zvrásnených vrstiev a k zmenám smeru vrásových osí (Z—V, S—J). V celkovej tektonickej interpretácii prevláda vplyv tangenciálnych síl, ktoré zrejme produkovali typické tvary bradiel a v ich vnútri sa vytvoril zložitý systém mierne uklonených prešmykov, doplnených redukciami celých súvrství. Samotný vrch Kozinec v interpretácii Andrusova (l. c.) predstavuje intenzívne zvrásnenú prevrátenú synklinálu. Tektonická stavba je predovšetkým výsledkom subhercýnskej fázy alpídneho vrásnenia (Salaš 1961) a zrejme sa tu uplatnilo aj vrásnenie paleogénne (sávska fáza).

Ložisko tvorí pásмо slojov pelokarbonátov v bituminóznych bridliciach aalenu s početnými lentikulárnymi vložkami organogénnych vápencov a rohovcov; v nadloží prechádzajú do radioláriových vápencov vyššieho dogeru. Pozvoľný prechod do podložja sťažuje vymedzenie hranice oproti šedým slieňovcom toarku. Ložisko je jasne syngenetické.

Sloje tvoria lavicovité až lentikulárne telesá s výraznou páskovanou textúrou. Lavice alebo šošovky pelokarbonátov pleťovej farby sa striedajú s vrstvičkami tmavošedých bridlíc rôznej mocnosti. V samotnom rudnom sloji majú prevahu polohy pelokarbonátov nad vrstvičkami bridlíc a podložie umožňuje miestami presne vyhraničiť len organogénny radioláriový vápenec, známy i z vyklinenia rudných slojov. Hranica medzi rudným slojom a nadložím je nejasná. Celé slojové pásмо predstavuje vlastne súvrstvie rytmicky sa striedajúcich tenkých polôh bridlíc a pelokarbonátov, kde prevaha jedných, alebo druhých určuje, či ide o rudu, alebo vedľajšiu horninu. Prevaha pelokarbonátov vedie k vzniku lavičkovitej textúry na úkor bridličnatosti. Polohy slojov pelokarbonátov sú v tesnom podloží organogénnych vápencov vrchného dogeru, ktoré pri styku oboch súvrství sa vyznačuje pribúdaním šošovkovitých vložiek nadložných vápencov v bridliciach. Ďalšie podložie ložiska možno určiť podľa prechodu tmavej (organogénny materiál) do bledošedej farby (toark ?) bridlíc.

Ložiskové výskyty (Kozinská, Havranie) tvoria vlastne ramená prevrátenej synklinály vrchu Kozinec, ktorý ich tektonicky a morfológicky oddeľuje. Smer oboch výskytov je S—J so sklonom na Z. Výskyt Havrania predstavuje vlastne iba tektonickú brekciu a úsilie vysledovať rudný sloj bolo neúspešné. Výskyt Kozinská vykazuje relatívne pokojnejšie tektonické pomery.



Rudné polohy sa obyčajne zachovali iba v tlakovom tieni, v tektonicky neredukovaných partiách tvárliwych bridlíc aalenu. Kým bridlice prekonali plastické deformácie, sloje pelokarbonátov a nadložné vápence sú rozbité do kvádrov a blokov systému priečných a diagonálnych dislokácií. Bridlice ich doslova obtekajú v početných flexúrach, pričom miestami prechádzajú do mylonitov. Styk nadložných vápencov s bridlicami je prevažne tektonický, čo len zvýrazňuje disharmonické vystupovanie týchto hornín pri vrásnení. Priebeh dislokácií je rôzny, ovplyvnený fyzikálno-mechanickými vlastnosťami horniny. Všeobecne je zjavný ich prešmykový charakter a mierny úklon.

Samotné slojové pásmo je na severe i na juhu Kozinskej tektonicky redukované, ako sa zistilo aj vrtom v jeho úklonnom pokračovaní. Ložisko je segmentované a tektonicky znásobené vo flexúre v JZ časti. Vrásnenie podmienilo kvádrovité rozpad rudných polôh, zvýraznený ešte oxydačnými procesmi; pritom rad diakláz a drobných dislokácií vyznieva na rozhraní lavice pelokarbonátov a vrstvičiek bridlíc.

Výrazne páskovaná textúra slojového pásma sa premieta až do mikroskopických detailov stavby jednotlivých lavíc a vrstvičiek rudného sloja. Na jeho stavbe v primárnej zóne sa zúčastňujú tri prvky: polohy pelokarbonátov, vrstvičky bridlíc a polohy kryštálikov kyzov. Zvrstvenie však v detailoch nie je vždy paralelné, časté je aj lentikulárne striedanie pelokarbonátov a bridlíc. Na nadložných partiách pelokarbonátov završuje sa aj sklzy, zrejme ešte nespevneného koloidného bahna. Polohy kryštálikov kyzov sú väčšinou viazané na vložky bridlíc.

Sieť puklín a porúch v rudnom sloji obsahuje rad mylonitov z okolitých hornín, inokedy je vyhojená drúzami minerálov. Rozoznávame tu:

a) *systém starších puklín*, orientovaných skoro výhradne kolmo na priebeh zvrstvenia, široko rozvetvených a viazaných prevažne na partie pelokarbonátov. Pukliny sú vyhojené bielou žilovinou. V detailoch sa vetvia až do paralelných mikroskopických žiliek. Tieto pukliny neposúvajú vzájomne jednotlivé vrstvičky;

b) *systém mladších puklín a porúch*, ktoré miestami posúvajú jednotlivé vrstvičky a pukliny staršieho systému; pukliny sú často vyplnené mylonitom a drúzami a vyhojené hydroxydmi Fe a Mn, kryštálikmi vápence a zvyškami organických látok (asfalt, nafta). Najmä v oxydačnom pásme umožnili tieto pukliny rozdelenie lavíc pelokarbonátov na kvádre, obohatené kontrastnými hydroxydmi Fe a Mn, bielym kalcitom s jadrom pelokarbonátov pľefovej farby.

### Mineralógia a chemizmus ložiska

Rudné polohy sú výsledkom zvýšenej koncentrácie Mn v produktívnom pásme na úkor SiO<sub>2</sub>. Obsah Fe a CaO zostáva prakticky konštantný.

Túto chemickú závislosť podmieňuje striedanie vrstiev pelokarbonátov a bridlíc v celom produktívnom pásme. Po mineralogickej stránke niet kvalitatívneho rozdielu medzi slojmi pelokarbonátov a okolím.



Mikroskopický obraz vlastného rudého materiálu je málo zaujímavý. Základnou hmotou je presne neidentifikovaný pelitický karbonát, ktorý miestami presvítá do hnedá a u vzoriek z oxydačného pásma ho zatláčajú laločnaté a detritické útvary hydroxydov Fe a Mn. V pelitickom karbonáte sú miestami šmuhovité miesta ílovitých minerálov, časté tyčinkovité a kruhové prierezy po organizmoch, vyhojené tmavým bituménom alebo opálom. Bitumény sú vôbec časté a podmieňujú tmavé sfarbenie bridlic. Stavbu rudnej polohy spestruje klastický kremeň v ojedinelých zrnách a agregátoch (0,1 mm) a rôzne orientované idiometrické tyčinky markazitu (0,2–0,03 mm) s rojmi kruhovitých prierezov pyritu (0,02 mm).

Chemický rozbor hornín rudného sloja čiastočne postihnutých procesmi oxydácie (cementácie ?) priniesol tieto výsledky:

Mn	12,75 %	CO <sub>2</sub>	21,74 %	Cu	0,029 %	Ba stopy	Cd—
FeO	8,97 %	SiO <sub>2</sub>	19,95 %	S	3,08 %	As stopy	Ni—
CaO	15,64 %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,45 %	P	0,27 %	Sn stopy	Co—
						Ag stopy	Sb—
						Zn stopy	

Výsledky analýz drti produktívneho pásma zahrnujú i partie slienitých bridlic:

Mn	9,38 %	CO <sub>2</sub>	20,39 %	Cu	0,027 %	Ba stopy	Cd—
FeO	8,33 %	SiO <sub>2</sub>	21,5 %	S	2,92 %	As stopy	Ni—
CaO	19,3 %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,4 %	P	0,26 %	Sn stopy	Co—
MgO	3,96 %					Ag stopy	Sb stopy
						Zn stopy	

Pri porovnávaní oboch vzoriek je zrejmy pokles Mn, čo spôsobili okolité bridlice; Fe, Mg nevykazujú žiadnu diferenciu; mierny pokles CO<sub>2</sub> je kompenzovaný stúpaním obsahu SiO<sub>2</sub> a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Ostatné prvky sú zhruba rovnako zastúpené. Pomerne vysoký obsah Cu je výsledkom zastúpenia kýzov.

Nedostatok DTA zo submikroskopického materiálu viedol k použitiu 2 % roztoku HCl a alizarín-sulfočnanu sodného na stanovenie aspoň hrubej mineralogickej väzby základnej masy pelokarbonátov. Tieto skúšky bezpečne dokázali voľný vápenec a dolomit. Samozrejme, na skúšky boli vhodné len tie partie, kde nebolo makroskopicky možno konštatovať pukliny. Okrem toho vzájomná izomorfia Fe a Mn vylučuje sa pre diskontinuitu priebehu ich obsahov v polohách pelokarbonátov a vrstvičkách bridlic. Ostatné prvky sú jasne viazané na vrstvičky so zrnkami kýzov (Cu, S, As, Sn, Ag, Zn).

Pre úplné posúdenie chemizmu ložiska bol vyhotovený (ÚVR Kutná Hora) semikvantitatívny spektrálny rozbor:

Zložky rudy	Hlavné prvky obsahy nad 1 %	Vedľajšie prvky obsahy 1–0,10 %	Stopové prvky obsahy pod 0,01 %
Rudný materiál	Mn Ca Al Fe Mg Si	Na	P Pb Sn Bi Cr Ti Mo V Cu Ag Pb Co Ni Ba
Bitumény	Mn Ca Al Fe Mg Na	Cu Sn V	Ag As Ba Bi Co Cr Ni Pb Zi Zn
Tmavé povlaky prevažne oxydy Mn	Mn Ca Al Si Fe Mg		Ag? Ba Cr Cu Na Ni V Pb Ti
Limonitický povlak	Fe	Cu Si Mn Mg	Al Cu
Kalcitové žilky	Ca	Fe Mn Mg	Al Cu Si
Kalcitové povlaky	Ca Mg Mn	Ba Fe	Al Cu Na Si V? Zn?



Je pochopiteľné, že nedokonalá separácia značne skresľuje obraz o zastúpení prvkov v jednotlivých zložkách rudy.

Oproti chemickému rozboru celkove pribudli prvky Na, Sn, Bi, Cr, Ti, Mo, V, ako aj chemicky nedokázané Co a Ni. Určité nejasnosti sú okolo väzby Ba. Odpoveď na formu jeho väzby v rudnom materiáli dali podrobné mikroskopické rozboru siete puklín, ktoré prestupujú rudný materiál. V systéme starších puklín ako prvý vystupuje vápenec I v lúčovitých, ihlicovitých agregátoch. Na ne sedimentuje baryt, ktorého kryštáliky miestami obklopujú zrná alebo drúzy kalcitu II, ktorý je hojne zastúpený v puklinách a poruchách mladšieho systému (ÚVR, Kutná Hora). Tu ho doprevádzajú: asphalt a uhľovodíky; povlaky hydroxydov a Fe hovoria o opakovanej sedimentácii.

Vyseparované kúsky barytu mali pri semikvantitatívnom spektrálnom rozbere toto zloženie (ÚVR, Kutná Hora): *hlavné prvky*: Ba; *vedľajšie*: Si, Sr; *stopové*: Cl, Cu, Mn, Fe, Ca, Mg. Mineralogickému zloženiu barytu odpovedajú iba Ba a izomorfné Sr. Ostatné prvky sú výsledkom nedokonalkej separácie barytu.

Podstatne inú štruktúru majú rudné polohy v hornej časti oxydačnej zóny, kde dochádza k značnému ochudobneniu rudných slojov, najmä migráciou Mn a Fe do nižších partií ložiska. Oxydačné procesy spojené s migráciou a sedimentáciou najmä Mn, Fe, Ca viedli pod vplyvom tektoniky a puklín v ložisku k výraznému vertikálnemu členeniu ložiska: na oxydačnú zónu, rozdelenú na horné pásmo ochudobnenia a dolné pásmo sekundárneho obohatenia (cementácia) a na primárnu zónu. V pásme ochudobnenia nadobúdajú sloje pelokarbonátov vzhľad pieskovec, často s dutinami, a sú lemované hydroxydmi Fe, iba ojedinele na okraji tmavými povlakmi Mn oxydov.

Oxydické minerály Mn sú rozptýlené do integranulárnych špár v bridliciach a koncentrované hlavne na dislokáciách pri nedostatočnom odkrytí rudných slojov vedú k mylným uzáverom o mocnosti a kvalite ložiska. Cementačné pásmo je najmä na puklinách obohatené tmavými (atramentovo-čiernymi) hydroxydmi Mn. V primárnom pásme hydroxydy Mn sú známe len z mylonitov zle vyhojených dislokácií.

Zistené minerály možno rozdeliť do troch základných skupín: do prvej patria pelokarbonáty Mn, Ca a Mg v nejasnej mineralogickej väzbe s Fe, ďalej klastický kremeň, ílovité komponenty a organizmy. Mineralogicky možno sem zaradiť: kalcit, dolomit, rodochrosit v pelitickej forme, kremeň a iné neidentifikované minerály klastické a ílovité, možno aj siderit. Druhá skupina minerálov je pravdepodobne produktom diagenézy a litifikácie pôvodných sedimentov (Strachov 1953). S týmito procesmi je spojený vznik opálu, pyritu, markazitu, bituménov, kalcitu I a barytu (výplň starších puklín, ktoré pripomínajú kontrakčné pukliny pri dehydratácii bahna). Do tretej skupiny, spojenej s oxydačnými procesmi na ložisku, patria: kalcit II, hydroxydy Mn a Fe a uhľovodíky s asphaltom.

Výsledky semikvantitatívnej spektrálnej analýzy sú na str. 130.

### Genéza ložiska a výskyt stopových prvkov

Ložisko vzniklo v období rytmického striedania klastickej sedimentácie s organogénnou a chemickou (bridlice, vápenec, radiolarity). Samotné ložisko je viazané na záver sedimentácie prevažne bridličnatých súvrství. V obdobnej situácii



Minerál, alebo skupina minerálov	Hlavné zložky	Izomorfné zast.	Absorbované
Pelokarbonáty Ľvovité minerály	Mn Ca Mg Fe? Na Ca Mg Si Fe Al	P Cr Ti	
Bitumény Kremeň, opál Klastický materiál	V Si Cr Ti Si		Cc Ni Mo Bi
Pyrit, markazit	Fe S	Ag Co Ni Cu Pb Zn As Ag	
Baryt Hydroxydy Mn	Ba Mn	Sr	Fe Ni Cu Co

poznáme i ďalšie mezozoické ložiská (Lednické Rovné, Spišské Jastrabie), pričom tieto geologické pomery nie sú viazané len na bradlové pásmo (Malé Karpaty).

Druhým spoločným zjavom mezozoických ložísk je pomerne malé plošné rozšírenie zrudnenia Mn, jeho značná variabilita v priestore i kvalite. Materiál ložiska je výsledkom kombinovanej sedimentácie z vodnej masy. Sú tu zastúpené klastické, chemické a organogénne minerály (kremeň, vápenec, bitumény, pyrit a pod.).

Rekonštrukcia podmienok, v ktorých vznikalo ložisko mangánovej rudy, môže sa opierať o tieto fakty: prítomnosť bituménov z organizmov, existencia zrejme syngenetického pyritu (pôvodne zrejme hydrotroilitu), pravdepodobne uhličitanový charakter už pôvodnej väzby Mn pri jeho usadzovaní, prítomnosť terigénneho materiálu a pomerne rýchla zmena charakteru sedimentov v tesnom nadloží ložiska (slienité bituminózne bridlice — radioláriuové vápence). Podmienky hromadenia takýchto zložiek sa nápadne podobajú pomerom pri vzniku recentných čiernehošedých čiernomorských ílov (K l e n o v a 1948), kde sa usadzuje vápenec, kremeň (klastický a čiastočne gel), hydrotroilit, glaukonit, odumreté organizmy (diatomové íly) a terigénny materiál. Prostredie charakterizuje nízky kyslíkový potenciál, nižší pH, a preto je výrazne redukčné. Nedostatok zásadných diferencií v kvalitatívnom zastúpení jednotlivých prvkov medzi vedľajšími horninami a rudnými slojmi okrem obsahu Mn a čiastočne SiO<sub>2</sub> hovorí o pomerne konštantných fyzikálno-chemických pomeroch vo vodnom bazéne. Len zmeny obsahu SiO<sub>2</sub>, Al a Mn sú zrejme výsledkom kvantitatívnych rozdielov v prísune klastického kremeňa a koloidných zlúčenín mangánu. Zdroj týchto zmien možno hľadať na kontinente. Vytvorenie rudných slojov je preto podmienené znížením prísunu klastického materiálu a zvýšením prísunu zlúčenín mangánu.

Ďalším problémom je príčina vyzrážania Mn z vodnej masy. Pre podmienky koagulácie a sedimentácie zlúčenín Mn uvádzajú sa rôzne príčiny, a to chemické alebo organické. Tak K l e n o v a (1948) považuje za dôležitý styk dvoch fyzikálno-chemických prostredí, a to vody z kontinentu a morskej vody. Pre podobné



podmienky uvádza dve základné asociácie minerálov sedimentujúcich na morské dno, a to pre partie s nízkym kyslíkovým potenciálom hydrotroilit a karbonáty Fe — Mn, pre partie s vyšším kyslíkovým potenciálom hydráty Fe — Mn, aragonit, diatomové a radioláriové íly.

Pre obe asociácie sú však spoločné kalcit a dolomit. Budkevič a Vernadskij (in P. F. Andrušenko 1954) však vidia pri zrážaní gelov hydroxydov Fe a Mn mimoriadny vplyv organizmov, ktorý Kindle (in Andrušenko 1954) dokonca špecifikuje na diatomové rastliny, známe z mnohých mangánových ložísk. Aj Krotov (in Andrušenko 1954) spomína úzku spojitosť medzi rozvojom organického života a množstvom recentne usadzovaného mangánu v jazerách Karélie. V prípade organogénneho pôvodu mangánovej rudy však títo autori (Budkevič, Vernadskij, Kidle, Krotov) v každom prípade spomínajú oolity. Avšak hoci na ložisku v Zázrivej sú hojné radiolárie, v samotnom ložiskovom pásme sú oproti nadložným radioláriovým vápencom a radiolaritom zastúpené iba nepatrne. Táto skutočnosť nepodporuje teda organogénny pôvod zrážania zlúčenín Mn, ale skôr vplyv fyzikálno-chemických faktorov.

S pelokarbonátmi Mn treba dať do geochemickej súvislosti aj vedľajšie prvky, ako sú P a Ba, hoci posledný je známy i zo samostatných žiliek; P z pelokarbonátov Fe a Mn v morských sedimentoch uvádza i Klenova (1948). Ba je bežným komponentom sedimentov recentných i fosílnych morí z iných Mn ložísk (Andrušenko 1954; Betechtin 1951). Z niektorých terajších morí uvádza Klenova (1948) dokonca konkrécie kryštalického Ba pretkané žilkami prekryštalizovaného barytu a jeho prítomnosť dáva do súvislosti so schránkami niektorých koreiňonožcov. Obsah Ba v morských sedimentoch kolíše podľa Klenovej (1948) od 0,02 % do 0,2 %. S ním zároveň vystupuje Sr. Baryty sú z morských sedimentov známe predovšetkým z litorálnych facií.

Nedostatok voľného kyslíka pri zrážaní Mn minerálov z vodnej masy dokumentujú aj vrstvičky kryštálov pyritu a markazitu, ktorých terajší mineralogický a chemický charakter je zrejme výsledkom migrácie jónov pri diagenéze a litoifikácií pôvodne koloidného bahna a ílov ložiska (Strachov 1953).

Pri nedostatku kyslíka vo vodnom bazéne vytvorili sa vhodné podmienky pre rozvoj anérobnych baktérií, ktoré produkciou voľného H<sub>2</sub>S viazali ťažké kovy a popri hydrotroilite mohol vznikáť i CuS, s ktorými zrejme súvisia izomorfné prímеси Pb, Zn, As, Ni, Bi, Ag. I samotný V, ktorého pôvod treba hľadať v organizmoch, môže podľa Schneiderröhna (1951) sedimentovať ako sírnik. U niektorých prvkov (Co, Ni, Pb) je možná väzba na organické zvyšky (bitumény).

Pomerne vysoký obsah kremeňa umožňuje okrem sialitov (Na, Al, Si) predpokladať i iné hlavne klastické minerály s väzbou Si, Al, Cr, Ti, ktoré sa žiaľ mikroskopicky nezistili. Ich pôvod je kontinentálny. Časť kremeňa je viazaná v rudných slojoch na opál, ktorý vzniká v našom prípade uvoľnením zo schránok organizmov (radiolárie) a vyplňa v nich dutiny po migrovaní bituménov.



Diagenéza a dehydratácia koloidného bahna viedli k zmenšovaniu objemu sedimentov a k tvorbe priečných puklín v laviciach pelokarbonátov zmršťovaním. Do týchto puklín za zložitých fyzikálno-mechanických procesov migrovali niektoré prvky a vznikli minerály, ako kalcit a baryt (S t r a c h o v 1953). Oxydačné procesy potom dotvorili terajšiu mineralogickú náplň ložiska.

### Záver

Mangánové ložisko v Zázrivej je výsledkom kombinovanej sedimentácie v litorálnych chalistatických partiách mora na rozhraní liasu a dogeru. Koncentrácia Mn je podmienená vyvrážením zlúčenín Mn na rozhraní dvoch fyzikálno-chemicky odlišných vodných prostredí, a preto je plošne iba obmedzene rozšírená. Rytmičnosť v produktívnom súvrství je dôsledkom rozdielov v kvantitatívnom zastúpení klastického materiálu a zlúčenín Mn v kontinentálnych prítokoch a súvisí asi so zmenou podmienok zvetrávania na kontinente. Diagenetické pochody a dehydratácia zohrali významnú úlohu pri mineralogickom formovaní sedimentu a detailnej štruktúry rudného sloja. Nedostatočné zhodnotenie dosahu oxydačných procesov a migrácie najmä zlúčenín Mn i zložitá tektonika ložiska nepotvrdili zatiaľ pôvodné predpoklady o perspektívach Mn rúd pri Zázrivej.

### LITERATÚRA

- [1] D. Andrusov, 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v západných Karpatech. Práce SGÚ, Praha 1931, 1938, Bratislava, 1945. — [2] Andrusov — Gorek — Nemčok, 1955: Ložiská mangánových rúd Slovenska II. Mangánové rudy bradlového pásma stredného Považia. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [3] P. F. Andrušenko, 1954: Mineralogija margancovyh rud polunočnogo mestoroždenija. A. N. SSSR, Moskva. — [4] Betechtin A. G., 1951: Kurz mineralogii. A. N. SSSR, Moskva. — [5] Began — Kantárová, 1961: Krieda bradlového pásma Považia v úseku Púchov—Bošácka dolina. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [6] Birkenmajer K., 1954: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pieninskim pasie skałkowym w latach 1950—1951. Inst. geol. biul. 86, Warszawa. — [7] Čechovič V., 1942: Mangánové ložiská Slovenska I. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [8] Čechovič V., 1938: Výskyty mangánovej rudy v okolí Detvy na Slovensku. Sborník Štátneho ban. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica. — [9] Ilavský J., 1955: Výskyty mangánovej rudy v bradlovom pásme pri Šarišskom Jastrabí. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [10] Klenova M. V., 1948: Geologija morja. AN SSSR, Moskva. — [11] Polák S., 1954: Primárna mangánorudná zóna ložiska v Lednickom Rovnom. GP, Zprávy 2, Bratislava. — [12] Polák S., 1957: Mangánové rudy Malých Karpát. GP, Zošit 47, Bratislava. — [13] Salaj J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. GP, Zprávy 22, Bratislava. — [14] Strachov J. M., 1953: Diagenéza osadkov i jeho značenie dľa osadočného rudoobrazovania. Izvestija AN SSSR 5, Moskva. — [15] ÚVR, Kutná Hora: Mineralogicko-petrografický rozbor rudního materiálu z lokality Zázrivá, 1954. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [16] ÚVR, Příbram: Úprava rudy zázrivské za účelem obhaceni této rudy manganem, 1954. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [17] Schneiderhöhn H., 1949: Erzlagerstätten. Stuttgart.



SVETozár GAVORA—SAMUEL HRUŠKovič

## SKARNOVÉ LOŽISKÁ VO VULKANIToch ŠTIAVNICKÉHO POHORIA V OBLASTI HODRUŠA—VYHNE

### Úvod

Severozápadne od Banskej Štiavnice, predovšetkým južne od obce Vyhne, sú už dávno známe kontaktné metasomatické ložiská Fe rúd; od r. 1955 sa tu uskutočňuje geologický prieskum. Zatiaľ bol ukončený prieskum ložiska Klokoč, ktoré bude na Slovensku vôbec prvým priemyselne využívaným ložiskom tohto typu. Prieskum tohto genetického typu zrudnenia prináša aj množstvo nových geologických poznatkov, ktoré môžu prispieť aj k riešeniu geologickej stavby územia tzv. Štiavnického ostrova i k objasneniu otázok štruktúrno-tektonického vývoja oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Doteraz známe výskyty skarnových Fe ložísk nachádzajú sa temer uprostred územia Štiavnického ostrova, zhruba medzi hodrušským a vyhnianskym údolím, bližšie k vyhnianskemu. Najzápadnejšie leží ložisko Klokoč, vystupujúce na povrch na severnom svahu Klokoča (621,5 m) pri Vyhniach. V jeho JZ pokračovaní bol r. 1961 zistený nový výskyt skarnového Fe zrudnenia v doline Čubernovo S od Treibolza (746,3 m). Asi 2 km na V od Klokoča v údolí Hodrušky asi 1,5 km od vyhnianskeho údolia je ďalší takýto výskyt pri štólňi Elisabet. Najvýchodnejší je výskyt magnetitu v okolí štólne Calasant pod Rumplovskou, vzdialenej od vyhnianskeho údolia asi 1400 m, najlepšie prístupné tzv. Zadnou kyzovou dolinou.

### Geologické pomery

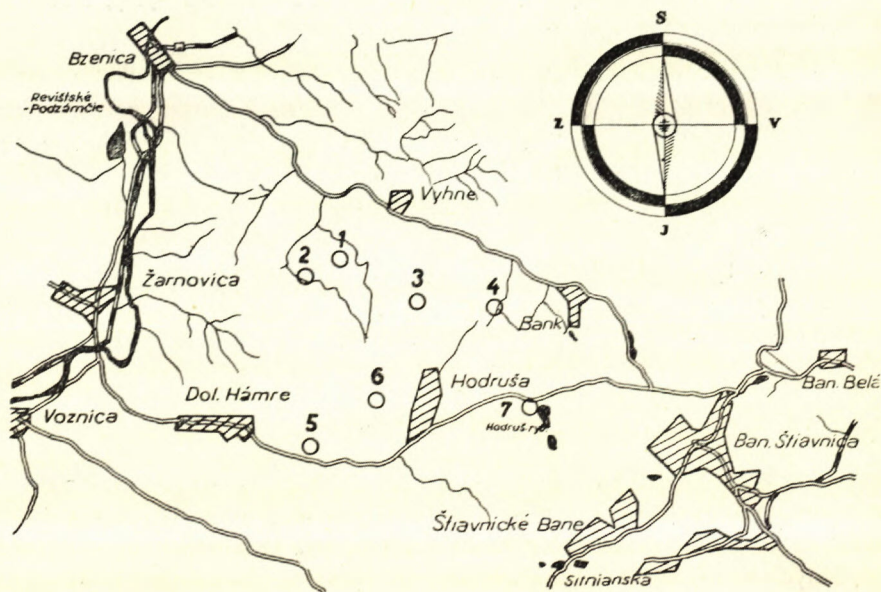
Geologické pomery skarnových ložísk tejto oblasti nie sú zatiaľ podrobnejšie spracované. Staršie práce venovali pozornosť najmä petrograficko-petrologickým problémom hornín Štiavnického pohoria a mineralogicko-genetickým otázkam hydrotermálnych rudných žíl. Z novších prác o kontaktne-metasomatických ložiskách magnetitu sa prvý zmieňuje Šalát (1955). Od roku 1959 sa mineralogickým výskumom skarnového ložiska Klokoč zaoberá Koděra. Geologická mapa oblasti je od Šaláta (1955). Na podrobnej geologickej mape územia sa t. č. pracuje.



Študované územie patrí tzv. Štiavnickému ostrovu (U h l i g 1903), ktorý vystupuje temer uprostred štiavnického vulkanického pohoria. Na jeho geologickej stavbe sa zúčastňujú horniny: 1. kryštalické bridlice (migmatity) — pravdepodobne paleozoické; 2. dolomitické vápence a vápence so skarnami; 3. werfenské vrstvy; 4. vápence a dolomity; 5. erupzívne horniny (žula, aplity, pegmatity; diorit, granodiorit, apilit; dacit, andezit); 6. kontaktné horniny (rohovce, erlány a skarny s magnetitom).

Kryštické bridlice a migmatity sa zistili vo vrte V-16 v JZ časti ložiska Klokoč v hĺbke 116 m. V migmatitoch je výrazné striedanie svetlých a tmavých žiliek a veľké oká živcov a kremeňa. Ide pravdepodobne o podobnú horninu, ako popísal Š a l á t (1955) od Goldberga, medzi Bankami a Windischleuten vo Vyhniciach. Neveľká hĺbka migmatitov vo vrte V-16 naznačuje jazykovitý tvar žulového telesa.

Dolomitické vápence rôzne zrohovcovatené a mramorizované vystupujú vždy na báze sedimentárneho komplexu uloženého na žule. Uprostred tohto súvrstvia vyskytujú sa skarnové šošovkovité telesá, vo vyšších polohách v tmavých vápencoch sú tenké preplástky bridlíc. Pretože toto súvrstvie postupne prechádza do typických werfenských vrstiev, nie je jeho stratigrafická príslušnosť jasná. Ak neuvažujeme o tektonickom pôvode komplexu karbonátových hornín, v ktorom vystupujú ložiská, potom prichádzame k domnienke, či nie je „mladopaleozoické“. Podopiera to aj skutočnosť, že F u s á n — Š a l á t (1952) popísali bridličnato-piesčité súvrstvie



Obr. 1. Prehľadná mapka výskytov skarnových Fe rúd. 1 — Klokoč, 2 — Treiboltz, 3 — výskyt v údolí Hodrušky, 4 — pod Rumplovskou, 5 — Čelín v Hodruši, 6 — výskyt v Rakovej doline v Hodruši, 7 — pri Dolnohodrušskom jazere.



zo Štiavnického ostrova, veľmi pripomínajúce súvrstvie nad vápencovým komplexom, v ktorom sú skarnové ložiská.

*Werfenské vrstvy* tvoria pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice, prevažne šedo-zelené, hnedé a fialovočervené. V spodnej časti súvrstvia sa vyskytujú polohy kremencov. Werfenské vrstvy sú najviac rozšírené vo vyhnianskom údolí v oblasti Mravište, Klokoč, Čubernovo a Rumplovská. Vápence a dolomity v nadloží werfenských vrstiev sa nachádzajú južne od Vyhien v oblasti Mravišta a vrchu Tisová (558,4 m). Ich mezozoický vek je nepochybný.

Komplex *vyurelých hornín* tvorí značnú časť územia. Prevalu v ňom majú hlbinné horniny nad erupčivými; sú to žula, aplity, granodiorit, diorit, dacit, andezit. Najväčší význam z hľadiska skarnových ložísk má *amfiboliticko-biotitický granodiorit*. Je to strednozrná šedoružová až šedá hornina. V našom území tvorí tri samostatné telesá v južnej časti. Ide pravdepodobne o pokračovanie veľkého granodioritového masívu na oboch stranách Hodrušského údolia. Svedčí o tom aj jeho makroskopicky rovnaký vzhľad.

*Diorit* je najviac rozšírený v SV časti údolia S od Rumplovej a pri Bankách. Menšie teleso je tiež na oboch stranách údolia Hodrušky. Maličké telesá spomína A m b r a (1954) z okolia ložiska Klokoč, kde sme ich však nezachytili. Podľa makroskopického vzhľadu diorit je rovnomerne zrnitý, väčšinou jemnozrný, tmavosivý až čierny. Popri intruzívnych telesách sú aj tvary extruzívnych telies dioritov (okolie štólne Calasant pod Rumplovskou).

*Dacity a andezity* tvoria väčšie telesá tvaru pňov, prúdov, najčastejšie dajky, prerážajúce prakticky všetky staršie horniny (žuly, granodiority, diority a sedimentárne vrstvy triasu). Vznik dajkových foriem andezitov a dacitov odpovedá hlavným predrudným tektonickým fázam štiavnicko-hodruško-vyhnianskej rudnej oblasti. Aj SV—JZ tektonické línie odpovedajú prevažne smeru tunajších rudných žíl.

Z hlbinných hornín osobitné postavenie má *žula*, či už ide o jej paleozoický vek alebo o jej premenlivú petrografickú charakteristiku. V našom území žula vystupuje v štyroch väčších samostatných masívoch; na oboch stranách údolia Hodrušky neďaleko ústia štólne Antona Paduanského, V od Klokoča a v doline Čubernovo, pri štólne Elisabet v údolí Hodrušky (Sýkorová dolina) a pod Rumplovskou v okolí štólne Calasant. A m b r a (1955) uvádza dva malé výskyty žuly v doline Rudno na SV od Klokoča.

Petrografický charakter žuly je rozmanitý. Š a l á t (1955) odlišuje dva typy: vyhniansku drvenú žulu a aplitickú žulu. Aplitickú žulu považuje za výsledok injekčnej metamorfozy granodioritového masívu hlavne preto, že vystupuje vždy bližšie ku granodioritovému masívu a vo všetkých troch výskytoch je v priamom styku s granodioritom, pričom je zaujímavé, že všade sa vyskytujú kontaktno-metasomatické ložiská magnetitu. Na základe toho sa zdroj skarnového zrudnenia hľadal v žule. Ako ešte bude rozvedené, pozícia žúl v podloží skarnových ložísk vyplýva z pozície karbonátového komplexu, ktorý leží na žulách a kryštalických bridliciach.

Aplity tvoria žily v žule, granodiorite i diorite. Okrem žilných foriem v oblasti štólne Calasant pozorovať pozvoľné prechody aplitickej žuly do aplitu. Sú to biele horniny stredného



zrna, zložené z kremeňa a zo živcov. Genetickú príslušnosť aplítov, prerážajúcich žulu, možno určiť len v tých miestach, kde vystupujú vo väčšej vzdialenosti od granodioritu a kam apofýzy granodioritového masívu nezasahujú. Charakteristickým minerálom žulových aplítov je turmalín, ktorý vytvára tzv. turmalínové slnká.

Aplity vyskytujú sa hlavne v južnej časti žulového telesa v doline Čubernovo, pod Rumplovskou nad štôľňou Calasant; našli sa aj na haldách na severnom okraji žuly v údolí Hodrušky. V štôľni Jeleň pod Rumplovskou neďaleko štôľne Calasant sa zistilo v bielej stredozrnnnej kryštalickej aplitickej hornine sulfidické zrudnenie farebných kovov, ktoré má skôr impregnačný charakter. Aplitická žila preráža diorit.

Kontaktne horniny sa vyskytujú na kontaktoch granodioritov a dioritov so sedimentmi karbonátového súvrstvia a werfenu. Najčastejšie sa stretávame s rohovcami, erlánmi a skarnami s magnetitom. Podľa našich pozorovaní kontaktné horniny nevyskytujú sa v spojitosti s aplitickou žulou (Šalát 1955), resp. aplitmi (Kyselica 1955) a dacitmi, poť. andezitmi. Ich výskyt v blízkosti aplitických žúl a dacitov spôsobuje buď granodiorit, alebo diorit, ktoré môžu byť od kontaktných hornín aj vzdialené. Na všetkých doteraz známych výskytoch kontaktno-metasomatických rúd sú kontakty sedimentárnych hornín so žulou hluché.

### Charakteristika známych ložísk

Ložisko Klokoč je najlepšie preskúmané z hľadiska geologickej stavby i s ohľadom na mineralogické a chemické zloženie ložiskovej výplne. Vyhnianska drvená žula vychádza pod pokryvné útvary, prípadne aj na povrch na severnom svahu kóty Klokoč v pruhu S—J smeru. V severnej časti pruhu ide o typickú vyhniansku drvenú žulu; smerom k juhu sa usmernenie postupne stráca a na južnom svahu Klokoča má hornina charakter aplitickej žuly s ružovými živcami. Miestami však ani tu nie sú úplne zotreté znaky drvenia a usmernenie horniny, ba možno pozorovať aj žilky ružových živcov. Pod žulou sa tu vrtom V-16 zistili migmatity. Ide o parahorninu injektovanú žulou v podobe tenkých žiliek i žíl väčšej mocnosti.

Na žule leží súvrstvie sedimentárnych hornín v tomto slede: 1. *zrohovcovatené vápence*, rohovce sú iba lokálne a dosahujú mocnosť sotva niekoľko metrov;

2. *dolomitické vápence*, mramoritizované, silne rozdrvené, do značnej hĺbky rozložené, s tenkými (niekoľko mm) vložkami zelenkavých bridlíc. Vrtom V-130 na západnom svahu Klokoča sa vo vápencoch zistili striedajúce sa polohy anhydritu a bridlíc Dolomitické vápence tvoria nadložie i podložie ložiska a sú až 100 m mocné;

3. *skarny s ložiskom magnetitu*, s prechodmi z jalového skarnu do takmer čistého magnetovca. Okrem hlavného skarnového telesa sa hlavne v podloží vyskytuje viac menších šošovkovitých telies;

4. *tmavé vápence*; striedajú sa polohy (ca 10 cm) tmavošedého až čierneho vápenca s tenkými polohami bridlíc. Vyvinuté sú iba lokálne o celkovej mocnosti niekoľko m;

5. *werfenské bridlice*, prevažne kremité, ale aj fľovité, slienité, sericitické, arkózovité i grafitické; ich farba závisí od petrografického charakteru, sú šedé až zelené, červeno i hnedofialové, ba i čierne. V bridliciach sú časté polohy kremencov, niekedy aj pieskocov a zlepcov.

Podložie sedimentárneho komplexu hornín — žula — má nepravidelný reliéf, v južnej časti generálne so sklonom ca 30° k Z, v severnej s miernym sklonom k Z. Styk žuly s vápencami je tektonický.



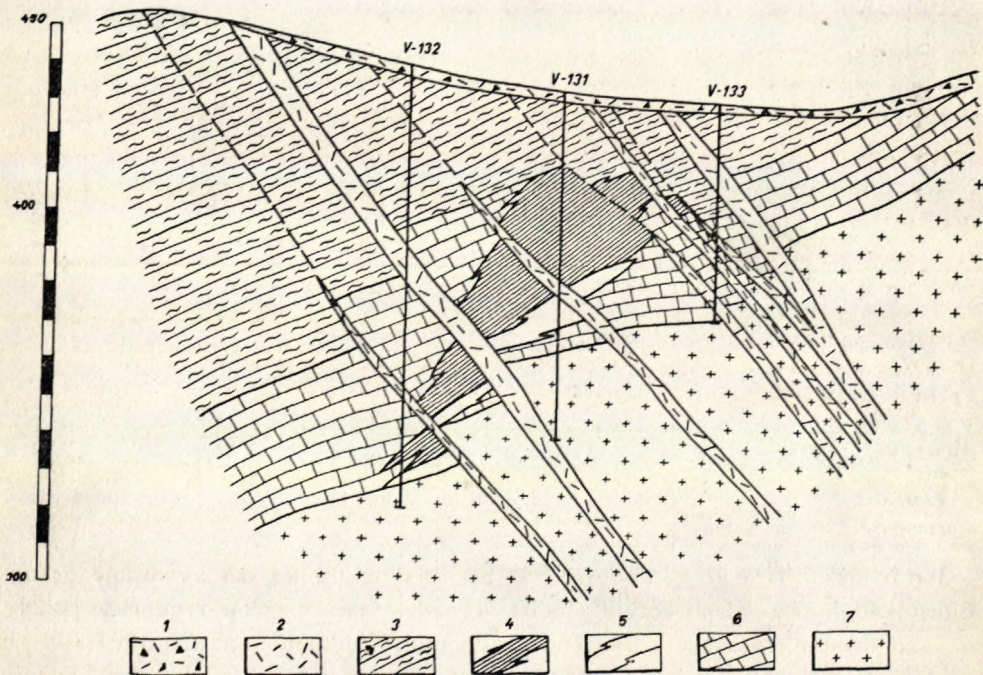
Podobne ako medzi žulou a vápencami prebieha hranica aj medzi vápencami a bridlicami približne v smere S—J pod sklonom ca 50°. Samotné ložisko a hlavne horniny v jeho okolí sú tektonicky silne porušené. Uplatnila sa tu najmä pred-  
 rudná tektonika, vplyvom ktorej sú hlavne vápence silne drvené; i usmernenie žuly je asi výsledkom týchto tektonických pohybov.

Porudné tektonické štruktúry boli vyplnené dajkami andezitov, ktoré sú najčastejšie v južnej časti ložiska v blízkosti granodioritového telesa; smerom k S postupne ich ubúda, v severnej časti ložiska sa vyskytujú už iba ojedinele v podstatne menšej mocnosti. Priebeh žíl je zhruba zhodný s priebehom vyhnianskych rudných žíl (SSV—JJZ) s kolísavým sklonom k V. Ich mocnosť iba v ojedinelých prípadoch presahuje 10 m; často pomerne mocné žily na krátke vzdialenosti vykliňujú, inokedy žily malej mocnosti sú rozľahlé, ba často pozorovať aj ich rozvetvovanie, vykliňovanie a nasadzovanie na inej poruche. Sledovanie andezitových žíl je sťažené mladšou priečnou tektonikou, zvlášť v južnej časti ložiska.

Tektonikou je ložisko rozčlenené na množstvo segmentov, vzájomne posunutých na kratšie vzdialenosti. Ložisko tvorí hlavné šošovkovité teleso a niekoľko malých

JZ

SV



O b r. 2. Pozdĺžny rez ložiskom Klokoč. 1 — hliny a sutiny, 2 — andezitové žily, 3 — bridlice, 4 — skarny, 5 — magnetit, 6 — vápence, 7 — žula.



bezvýznamných telies hlavne v podloží hlavného telesa. Ložiskové teleso má SV—JZ smer, dĺžku asi 500 m. Severná časť ložiska je mierne uklonená k Z, má väčšiu úklonnú hĺbku a menšiu mocnosť. Smerom na J sklon ložiska narastá až do 60° k Z, mocnosť a úklonná dĺžka sa znižujú. Mocnosť ložiska kolíše až do 35 m, úklonná dĺžka je až 250 m.

Voči nadložiu a podložiu nie je ložisko obyčajne ostro ohraničené, niekedy je plynulý prechod z vápencov cez hluché skarny do magnetovca a opačne. Spravidla je bohatšie zrudnenie lemované hluchými, alebo slabo zrudnenými skarnami; niekedy je však hlavne v severnej časti ložiska i dosť ostrá hranica medzi vápencami a takmer čistým magnetovcom. V ložisku je viac polôh kvalitnej rudy, ktoré dosahujú i väčších mocností. Ich smerný a úklonný priebeh, i mocnosť sú značne nepravidelné. Hlavnú masu ložiskovej výplne tvoria skarny, v ktorých vystupuje magnetit prevažne v podobe pruhov a impregnácií.

Mineralogicky hlavnou zložkou skarnov je epidot a kalcit, ďalej pyroxény, chlorit, aktinolit, kremeň a granát, z rudných minerálov hlavne magnetit, v podložných častiach ložiska aj hematit. Na celom ložisku v premenlivej koncentrácii vystupuje pyrit, hlavne na puklinách, a v niektorých úsekoch ojedinele aj chalkopyrit. V nadloží hlavného ložiskového telesa bola v štólne Bonifác naľaná skarnová poloha charakteristická sulfidickým zrudnením (pyrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit). Mineralógiu ložiska podrobnejšie študuje M. Koděra.

Chemizmus skarnov vystihujú nižšie uvedené chemické analýzy.

Vzorka	1	2			
SiO <sub>2</sub>	36,65	20,34	Na <sub>2</sub> O	0,04	--
Fe pyrit	—	0,95	Cu	st.	st.
FeO	2,52	16,70	Pb	0,19	st.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,01	33,32	Zn	0,11	st.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,91	4,93	As	0,09	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,23	Ni	—	st.
CaO	22,30	10,98	Cd	—	st.
MgO	4,45	4,68	Sb	st.	st.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,48	Co	—	st.
MnO	1,04	0,35	Hg	—	—
S	0,14	—	Cr	st.	—
S pyrit	—	1,09	BaO	—	—
SO <sub>3</sub>	—	1,00	CO <sub>2</sub>	8,21	—
K <sub>2</sub> O	0,52	—	Spolu	98,97	99,92

Vzorka 1 — skarn so sulfidickým zrudnením zo štólne Bonifác; 2 — magnetitový skarn z prekopy A-4 štólne Anton.

Ložisko Treiboltz. Asi 500 až 1000 m od ložiska vystupuje granodioritové teleso v oblasti kóty Treiboltz; geneticky naň viažeme zrudnenie podobné ako ostatné výskyty skarnového zrudnenia. Zrudnenie na tomto výskyte je uložené vo vápencoch v smere zhodnom s ložiskom Klokoč s úklonom asi 65° k Z. Strmý úklon ložiska je pravdepodobne tektonického pôvodu. Ložisko je situované medzi telesom granodioritu a ložiskom Klokoč, teda bližšie ku kontaktu



granodioritu. Doteraz nie je objasnené, či ide o samostatné ložisko, alebo o južné pokračovanie ložiska Klokoč. Táto možnosť, napriek zistenému vykľiňovaniu južného ukončenia ložiska Klokoč, nie je vylúčená, lebo bankským prieskumom sa zistilo poruchové pásmo v južnej časti ložiska Klokoč. Môže teda ísť aj o redukovanie mocnosti ložiska a nie o úplné vykľinenie.

V ý s k y t v ú d o l í H o d r u š k y. Skarnové magnetitové zrudnenie v okolí štólne Elisabet bolo známe zo starých bankských prác i z úlomkov rudy na povrchu. Z výsledkov doterajších prieskumných prác sa dá usudzovať na zrudnenie slabšej kvality a malého rozsahu. Nie je však vylúčené, že vrty zachytili iba okraj ložiska, ktoré môže pokračovať vo väčšej hĺbke smerom na Z. Geologická pozícia výskytu je podobná ako u ložiska Klokoč.

V údolí potoka Hodruška pri starej štóli Elisabet vychádza na povrch drvená žula; na nej v pruhu SV—JZ sú uložené dolomitické vápence, upadajúce mierne k SZ. Celá oblasť Z od tohto pruhu až po výstup drvenej žuly na Klokoči je prikrýta werfenskými bridlicami s polohami kremencov, pieskovcov a zlepcov. Obdobná je i situácia na druhej strane údolia. Teleso granodioritu v JZ časti územia uzatvára východ žuly a dolomitického vápencu približne v smere Z—V; v SV časti ho uzatvára nevelké teleso dioritu. Sedimentárne i hlbinné horniny prerážajú žily dacitu. Vrtom V-37 boli overené v granodiorite utopené kryhy drvenej žuly.

Skarnový rudný výskyt v mramorizovaných dolomitických vápencoch viažeme na teleso granodioritu, na bezprostrednom kontakte s karbonátovými horninami. Ovšem priamy kontakt sme zatiaľ nepozorovali, lebo situácia je tu komplikovaná množstvom starých povrchových i bankských kutacích prác. Kontaktné premeny spôsobené dioritom sú podstatne slabšie a prejavujú sa zrohovcovatením sedimentárnych hornín v pruhu okolo dioritového telesa, sotva niekoľko metrov mocného. Zrudnenie na kontakte s dioritom nebolo pozorované. Kontaktné účinky dacitových žíl nie sú pozorovateľné.

Mineralogicky sú skarny podobné ložisku Klokoč. Z rudných minerálov je však menej zastúpený magnetit a podstatne viac pyrit. Chemická analýza zrudnenia z vrtu V-36 priniesla tieto výsledky:

SiO <sub>2</sub>	20,95 %	Na <sub>2</sub> O	0,04 %
FeO silik.	3,63 %	BaSO <sub>4</sub>	0,08 %
FeO	4,32 %	Cu	0,01 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,32 %	Zn	0,01 %
Fe-pyrit	3,28 %	Pb	0,09 %
MnO	0,36 %	As	0,06 %
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15 %	Ni	st.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60 %	S	3,82 %
TiO <sub>2</sub>	0,52 %	CO <sub>2</sub>	10,74 %
CaO	8,18 %	H <sub>2</sub> O viaz.	1,72 %
MgO	12,94 %	Spolu	100,04 %
K <sub>2</sub> O	0,22 %		

Priaznivejšie výsledky sú v západnej časti územia. Zatiaľ nepoznáme dostatočne tvar, rozsah a kvalitu zrudnenia skarnového telesa.

Východne od východu drvenej žuly sa zistilo magnetitové zrudnenie z hľadiska praktického bezvýznamné.

V ý s k y t p o d R u m p l o v s k o u v štólne Jozef Calasant je pomerne málo preskúmaný, čiastočne len na úrovni štólne Jozef Calasant. Nie je dostatočne



známy ani povrchový priebeh ložiska, ani jeho pokračovanie do hĺbky. Geologické pomery okolia ložiska sú veľmi komplikované. Na pomerne malom území nachádzame rad hornín, vzájomné vzťahy ktorých nie sú jasné. Vyriešenie geologickej stavby tejto časti územia zrejme podstatne prispeje aj k objasneniu celkovej stavby územia tzv. Štiavnického ostrova.

V blízkom okolí ložiska vystupujú tieto horniny:

*Aplitická žula* tvorí nevelké teleso prechádzajúce v okrajových častiach, hlavne na JV a Z de aplítov. Charakteristická je veľkými výrastlicami živcov ružovočiernej farby a kremeňa. *Granodiorit* vystupuje na južnej strane územia; ide o výbežok väčšieho granodioritového masívu nad Brennerským rybníkom. *Diorit* je tu najrozšírenejší; je súčasťou veľkého masívu, vystupujúceho na J od vyhnianskeho údolia medzi Bankami a údolím Hodrušky. *Dacity* tvoria väčšinou žilky a malé pretiahle telesá uprostred dioritov; vyskytujú sa aj v žule.

*Aplity* sú hojné na pravej strane údolia Zadnej kýzovej doliny pod osadou Rumplovská a od štólne Calasant smerom na S ku kóte Končiar (880,6). Zdá sa, že ide o okrajové časti žulového telesa, ktoré prechádza pozvoľne do aplítov. Okrem aplítov, patriacich zrejme žule, časť aplítov v okolí ložiska patrí aj granodioritu. Tieto tvoria žilné telesá a prerážajú diorit, takže ich príslušnosť k žule je vylúčená. Zvláštnosťou aplitickej horniny štólne Jeleň je hydrotermálne sulfidické zrudnenie. Nejde zrejme o závislosť genetickú, ale viazanie hydrotermálneho zrudnenia na vhodné horniny a štruktúry.

*Kontaktné horniny* zastupujú rohovce a podobné horniny s prítomnosťou granátov, čiže erlány, ďalej kryštalické vápence a dolomity. Skarny s magnetitovým zrudnením sú uložené veľmi nepravidelne, hlavne v rohovcoch.

Vlastné ložisko je otvorené len jednou *štôľňou nazvanou Jozef Calasant*. Drobné stopy povrchových kutacích prác svedčia o tom, že ložisko vychádza aj na povrch. Magnetitové zrudnenie sa nachádza v pásme kontaktného dvora, zachyteného štôľňou Calasant prekopným smerom vo vzdialenosti 140–167 m od ústia štólne. Polohy skarnov s bohatším magnetitovým zrudnením koncentrujú sa v poslednom, asi 8 m úseku, kde je aj menšie pyritové teleso. Prekop prechádza ďalej pásom limonitizovaných kryštalických vápencov a v 210 m zachytáva diorit, siahajúci až po čelbu štólne. Toto súvrstvie uložené na žule s úklonom 30–50° na SZ odpovedá karbonátovému súvrstviu ako na ložisku Klokoč. Mocnosť karbonátového súvrstvia je však podstatne menšia (30–40 m). Kryha kryštalických vápencov obdobného smeru bola zachytená tiež tzv. štôľňou Ján Benedikti, asi 400 m na SV od štólne Jozef Calasant. Je teda pravdepodobné, že vápence pokračujú na SV, hoci na povrchu nie sú známe.

Idé zrejme o malé ložisko. Rudné telesá tvoria nepravidelné šošovkovité telesá, nerovnomerne usporiadané v pásmo kontaktného dvora. Skarnové polohy vznikli kontaktno-metasomatickými pochodmi. Kontakt spôsobilo granodioritové teleso v SZ časti územia. Šírka kontaktného dvora sa postupne smerom od granodioritu zmenšuje. Mineralogicky ložisko nebolo spracované. Hlavnými minerálmi sú magnetit a pyrit, ktorý tvorí v niektorých úsekoch samostatné žilky; ako impregnácia je vyvinutý na celom ložisku a spadá do pozdejších etáp zrudnenia. Pyritové zrudnenie sa zistilo aj v kryštalických vápencoch a v aplitickej žule, vo forme žíl.



Perspektíva ložiska nie je veľká. Nie je však vylúčené, že kvalita a mocnosť ložiska sa podstatne zlepšuje smerom do hĺbky.

### Otázka genézy a nositeľa skarnového zrudnenia

Účinky kontaktných premien prejavujú sa na celej sérii hornín karbonátového súvrstvia. Kontaktné premeny bridlíc sú vcelku slabé a vzhľadom na svoju polohu môžu mať význam ako určitý príznak pri vyhľadávaní skarnových ložísk. U vápencov chemicky značne čistých sa kontaktné premeny prejavili mramorizáciou a v ojedinelých prípadoch aj zatlačaním magnetitom. Slienité vápence a dolomity s rôznym pomerom piesčitej alebo ílovitej prímеси boli zmenené na rohovec.

Skarny vznikli premenou vápencov, znečistených ílovitou prímесou a v neskorších štádiách procesu boli zatlačené magnetitom. Pôvod rudonosných Fe roztokov treba asi hľadať v *intrúziách granodioritových masívov*.

Tento názor sa pokúsime podrobnejšie rozviesť. V študovanom území a v jeho okolí vystupujú prakticky štyri typy hornín, ktoré by mohli byť nositeľom zrudnenia; žuly, granodiority, diority i andezity. Všetky okrem žuly sú mladšie ako karbonátové súvrstvie. Za nositeľa zrudnenia sa spočiatku považovala žula hlavne preto, že skarnové zrudnenie vystupuje blízko žulových telies (na ložisku Jozef Calasant najbohatšie koncentrácie magnetitu s pyritom sú priamo na styku so žulou).

Hoci paleozoický vek žuly nie je dokázaný, považujeme ju za staršiu než karbonátové súvrstvie, vystupuje vždy v jeho podloží.

Diority sa v okolí ložiska Klokoč nevyskytujú. Na ložisku Jozef Calasant nepozorovať ich kontaktné účinky, hoci sú v priamom styku s karbonátovým súvrstviem. Na kontaktoch dioritov z iných miest sú známe len rohovec, nie však skarny s magnetitovým zrudnením. Vzhľadom na neprítomnosť dioritov v okolí ložiska Klokoč a slabé kontaktné premeny dioritových masívov na iných miestach vylučujeme aj diority ako nositeľa zrudnenia

Andezitové žily ložisko pretínajú a preto ich považujeme za mladšie ako ložisko. Ako nositeľ zrudnenia teda neprichádzajú tiež do úvahy. Koděra považuje andezitové žily za staršie než zrudnenie na základe ich premeny, ktorú pripisuje účinkom skarnizujúcich roztokov. Z banenských prác a z geologických rezov ložiskom je zrejmé, že keby andezitové žily boli jestvovali v čase vzniku skarnového zrudnenia, boli by tvorili bariéru prenikajúcim roztokom, čo by sa bolo odrazilo v podstatne komplikovanejšom tvare rudných telies. Že ložisko kladlo väčší odpor prenikaniu andezitových žíl než ostatné horniny, je viditeľné z toho, že andezitových žíl je v podloží i nadloží ložiska podstatne viac než priamo v ňom. Ich priebeh v mimoložiskových častiach je tiež kludnejší.

Ako jediný možný nositeľ zrudnenia ostáva nám teda *granodiorit*. Tento názor podporujú aj ďalšie skutočnosti, ako

- a) všetky doteraz známe výskyty skarnových rúd sú v blízkosti granodioritových masívov;
- b) priebeh zrámych ložísk sleduje okrajové časti granodioritových telies;
- c) pozorovať priamu závislosť na šírke kontaktného dvora a vzdialenosti intruzívneho telesa (ložisko Jozef Calasant);
- d) granodiorit ako hlbinné intruzívum najlepšie spĺňa podmienky potrebné pre vyvolanie kontaktných premien karbonátových hornín a pre vznik skarnových rúd;
- e) na ložisku Klokoč priestorové rozloženie skarnovej mineralizácie odpovedá pozícii granodioritového masívu, nachádzajúceho sa od ložiska smerom na juh.



## Záver

Najdôležitejším poznatkom doterajšieho prieskumu ložísk skarnových Fe rúd je konštatovanie, že možno i u nás úspešne vyhľadávať priemyselné ložiská tohto typu (ložisko Klokoč). V širšom okolí ložiska Klokoč boli zistené viaceré výskyty podobného zrudnenia, geofyzikálny prieskum overil niekoľko magnetometrických anomálií, ktoré dávajú predpoklady existencie ďalších skarnových ložísk Fe. V širšej oblasti sú známe výskyty skarnového zrudnenia pri Čelíne a v údolí Rakovej v Hodruši a pri dolnohodrušskom jazere. Nádejnejšie úseky sú v okolí granodioritových masívov, kde na povrchu vystupujú sedimenty spodného triasu. Tieto horniny sú rozšírené hlavne v južnej časti skúmaného územia. Otvorenou ostáva otázka podobných ložísk v širšom okolí v oblasti pokrytej neogénnymi efúzivami. Medzi naliehavé problémy v tejto súvislosti patrí objasnenie niektorých otázok stratigrafie (postavenie karbonátového komplexu sedimentárnych hornín a ich nadložia a pod.) a štruktúrnej závislosti vývoja skarnových telies v určitých horizontoch karbonátového súvrstvia, ako aj predpokladov priestorového rozšírenia granodioritových masívov pod sedimentárnymi sériami.

*Geologický prieskum n. p.,  
Žilina*

## LITERATÚRA

- [1] Abcnyí O., 1955: Geologické a rudné pomery okolia Alžbety štólne vo Vyhniach. Diplomová práca; rukopis. — [2] Ambra F., 1955: Vyhodnotenie starých prác v doline Čubernovo a v doline Rudno pri Vyhniach. Diplomová práca; rukopis. — [3] Bergfest A., 1938: Baníctvo v Banskej Štiavnici. Sborník spoj. ban. revíru pre Slovensko a Podkarp. Rus I, Bratislava. — [4] Berenčík M., 1955: Geologické a rudné pomery okolia Horný Dvor (pri Hodruši). Diplomová práca; rukopis. — [5] Cseh L., 1886: Die geologischen Verhältnisse der Alt-Antonstollner Berghandlung in Vihnye. Földtani közlöny, Budapest. — [6] Duriak F., 1953: Záverečná zpráva a výpočet zásob do l. l. 54 Hodruša Fe S<sub>2</sub>. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Fiala F., 1937: Výskyt tretihorných hlubinných vyvíelín v severním poli XII. obzoru šachty Zigmund v Banské Štiavnici. Sborník ŠBM, B. Štitvnica. — [8] Hettler J., 1952: Predležná zpráva o geologických pomeroch strednej časti štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Věstník ÚGÚ, Praha. — [9] Hruškovič S., 1953: Geologicko-montanistické pomery rudných ložísk v okolí Hodruše. Diplomová práca; rukopis. — [10] Kuthan M., 1943: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v sever. časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, Bratislava. — [11] Kyselica M., 1955: Geologické pomery okolia Rumplovskej pri Hodruši. Diplomová práca; rukopis. — [12] Rozložník - J. Šalát, 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní v okolí Hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava. — [13] Suchár A., 1955: Geologické a rudné pomery v okolí Bánk. Diplomová práca; rukopis. — [14] Šalát J., 1950: Kontaktné horniny z okolia Hodruše. Geol. sborník I, Bratislava. — [15] Šalát J. - Fusán O., 1952: Výskyt mladšieho paleozcika v oblasti Hodruša-Vyhne. Geol. sborník III/3-4, Bratislava. — [16] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémiá eruptívnych hornín v oblasti Hodruša-Vyhne. Geologické práce, Zošit 39, Bratislava.



STANISLAV POLÁK

## KU GENÉZE LOŽISKA DINASOVÝCH KREMENCOV NA VRCHU ŠOBOV PRI BANSKEJ ŠTIAVNICI

### Úvod

Geneticky najproblematickejšie medzi horninami stredoslovenských neovulkánitov sú kremence, známe z úpätia vrchu Šobov (asi 1,2 km severne od Banskej Štiavnice) a zo severnej strany Kamenného kopca (asi 3 km V od Banskej Štiavnice). Ich charakteristickým znakom je vysoký obsah  $\text{SiO}_2$  (obyčajne medzi 95–98 %), malý obsah  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (do 1,50 %), stopový obsah  $\text{CaO}$  a  $\text{MgO}$ , lokálne zvýšený obsah  $\text{TiO}_2$ , vysoká žiaruvzdornosť a hlavne rovnomerne jemnozrnitá štruktúra (priemer zrn kremeňa okolo 0,03 mm). Vďaka týmto vlastnostiam možno kremence využiť na výrobu žiaruvzdorného silika-materiálu, zvaného dinas. Sú to jediné ložiská svojho druhu na Slovensku.

Ložisko na vrchu Šobov je oveľa väčšie než na Kamennom kopci; exploatuje sa pre továreň na dinasové výrobky pri Banskej Belej. Geologický prieskum v rokoch 1957–1960 priniesol mnohé nové praktické i teoretické poznatky, dôležité pre riešenie otázky genézy kremencov. Naproti tomu vyhľadávací geologický prieskum na ložisku Kamenný kopec pri Banskej Belej umožnil overiť poznatky z ložiska na Šobove. Vlastné ložisko a jeho najbližšie okolie môže perspektívne slúžiť aj ako eventúálna surovinová základňa výroby Ti a S (Polák 1961), a preto správna interpretácia genetických poznatkov je dôležitá nielen z hľadiska vlastných kremencov, ale aj pre ostatné suroviny. Pozícia ložiska na Šobove má okrem toho značný vplyv na priebeh niektorých banskoštiavnických rudných žíl (najmä žila Bieber) a na hydrogeológiu celého banskoštiavnického rudného revíru (infiltračná oblasť). Žiaľ ani prieskumné práce neposkytli úplný genetický obraz o dinasových kremencoch.

Najstarší literárny doklad o šobovských kremencoch pochádza od nórskeho geológa Esmarka (1798), ktorý hovorí o kremencoch ako o „kremení“ šedobielej farby, v tieni matný a na slnečnom svite slabo trblietavý. Podľa lokalizácie autor zrejme myslí kremence zo Šobova. Prvý ucelený genetický pohľad na šobovské kremence podáva Jonas (1820); Beudant (1825)



spomína množstvo bielych zrnitých kryštalických kremencov na západnom svahu Štiavnickej kotliny, ako aj šedavú horninu, ktorá vraj tvorí hniezda v okolitých horninách a pripomína rohové polohy z vápencov. Výskytu dinasových kremencov po prvý raz zachytil na geologickej mape Pettko (1853) pod spoločnou vysvetlivkou s ostatnými kremencami. Odlíšil ich však od limnokvarcovitých hornín. Faller (1865) rozoznáva dva genetické typy kremencov a opakuje v podstate staršie názory Pettka (1853).

Obširnejšie spomína kremence v okolí Banskej Štiavnice Lipold (1867), ktorý ich považuje za produkty kontaktnej metamorfózy granodioritu (v originále označeného ako syenit) na devónske piečité vrstvy. Vo vysvetlivkách ku geologickej mape okolia Banskej Štiavnice zaraďuje Szabó (1886) všetky kremence ku paleozoickým horninám pôvodne detritickým s rovným podielom živcov, takže prechádzajú až do arkóz. V ďalšej práci Szabó (1891) pomerne najvýstižnejšie charakterizuje úložné pomery kremencového ložiska Šobcov. Kremence sú podľa neho jemnozrnné až bridličnaté a nesporne sekundárne hydratometamorfované prínosom kyseliny kremičitej na chalcedonovitú horninu. Na druhej strane však tvrdí, že kremence museli mať zvýšený rudný obsah, keďže je tu vraj veľa starých banských prác. Kremence považuje Szabó za odčtrhnutú časť mezozoického komplexu S od ložiska na Šobove v doline štólne Juraj. Pripúšťa, že určitú metamorfózu tu spôsobila intrúzia dioritu a biotit-andezín-trachytu (myslí asi dacit SZ od ložiska).

Szabóovo začleňovanie kremencov kritizoval Böckh (1901), ktorý neuznáva ani Pettkovo teóriu o vzniku kremencov silicifikáciou vápencov práve so zreteľom na ich stratigrafickú pozíciu. Kremence v okolí Banskej Štiavnice zadeľuje do dvoch skupín: silicifikované andezity a spodnotriasové sedimentárne kremence.

Fiala (1934) charakterizuje šobovské kremence ako „kremence spodného triasu dodatočným prekremením značne zmenených“. Andrusov (1949) ich považuje za produkt silicifikácie vulkanických hornín termálnymi vodami. Ide vraj o vertikálne predĺžené telesá rôznych tvarov O rok neskoršie (1950) spomína, že kremence zo Šobova vznikli hydrotermálnym prekremením propylitizovaných andezitov.

Zeman a Michálek (1953) v podstate predpokladajú tiež, že kremence vznikli silicifikáciou andezitov. Silicifikáciu kladú pred výlevy amfibolických andezitov. Žiaľ, autori neurčujú horninu s amfibolmi, ktorú vlastne postihla silicifikácia. Burian (1954) poznamenáva, že pri takýchto premenách by sa predpokladal aj vznik rôznych Ca-silikátov, ako larnitu, wollastonitu a iných. Správne poznamenáva, že kryha vápencov, ktorá je severne od ložiska kremencov, nejaví stopy podobných premien. Naproti tomu v kvarcitoch sa vraj zistili relikty dacitovej štruktúry, chloritu a tmavých minerálov, čo poukazuje na silné prekremenenie inej základnej horniny. Kvarcitu vraj vznikli na mieste poruchovej trhliny v dacite, ktorou prenikali roztoky bohaté na SiO<sub>2</sub> a na postvulkanické plyny. Ich spoločným účinkom došlo k úplnej kvarcizácii dacitu.

Jarkovský (1954) považuje výskyt kremencov pri Banskej Belej za produkt silicifikácie amfibolicko-biotitického andezitu. Dobrovolský (1956) tvrdí, že hlavnú masu šobovských kremencov tvoria prekremené vápence a dolomity pôvodného spodnotriasového súvrstvia (Pettko, 1853).

Jarchovský a Pácal (1956) sledovali chemické zloženie kremencov pri Banskej Belej a na Šobove, ktoré považujú za produkty nízkotermálnej silicifikácie andezitových hornín, oddeľenej od rudných fáz.

Tento stručný prehľad názorov na genézu šobovských kremencov ukazuje značnú rozdielnosť stanovísk, často vôbec nepodložených. Väčšina prác sa iba málo dotýka geológie a úložných pomerov ložiska. Všetky staršie hypotézy sa v podstate zhodujú v tom, že šobovské kremence sú horniny s podstatne zmeneným základným charakterom. Veľká úloha sa pripisuje najmä hydrotermálnej silicifikácii, ktorá sa považovala za producenta zmeny štruktúry a textúry pôvodnej horniny.



Odhlídnuc od extrémnych názorov, považujúcich tunajšie ložisko za východ kremennej žily (Jonas 1820), väčšina názorov jednotlivých autorov sa rozchádzajú pokiaľ ide o určenie stratigrafického postavenia a petrografického charakteru pôvodnej horniny. V tomto smere za pôvodnú horninu sa najviac pokladali: 1. spodotriasové kremence (u starších autorov považované tiež za paleozoické); 2. rôzne vápence a bridlice triasu až jury; 3. tortónske efuzíva a ich pyroklastiká (pyroxenické andezity, pyroxén-amfibol ± biotit andezity, biotit-amfibolické dacity).

S novým názorom vystúpil Polák (1960, 1961), ktorý považuje šobovské kremence za normálnu stratigrafickú vložku horniny, bližšie sa svojím charakterom limnokvarcitu, uprostred pyroklastických hornín najstaršej fázy pyroxenických andezitov. Táto hypotéza má však mnoho nejasností a zdanlivých paradoxov. Ako však vidno z ďalšieho, je iba logickým vyústením zhodnotenia všetkých poznatkov, získaných z niekoľkoročných prieskumných prác.

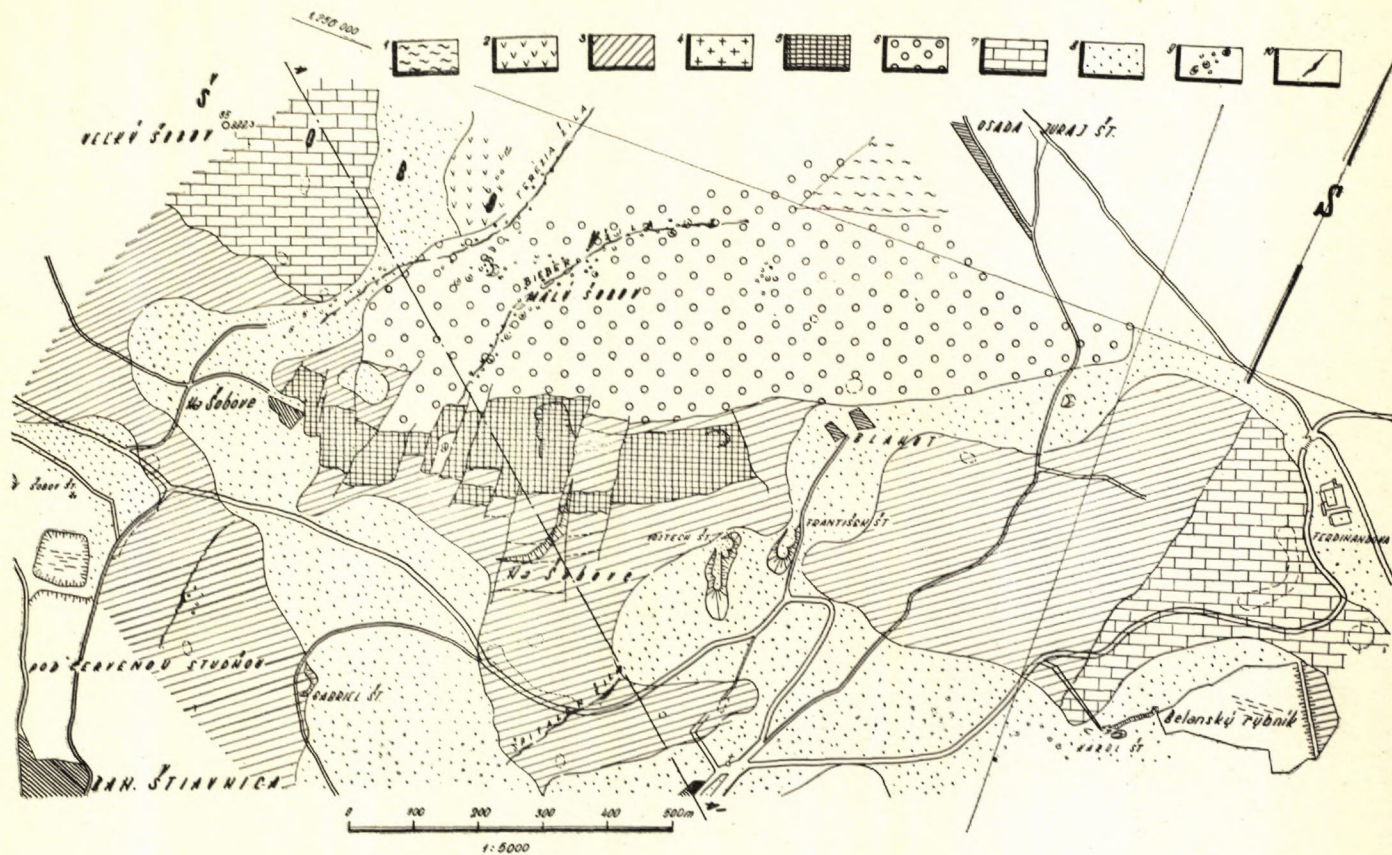
### Geologická pozícia šobovského ložiska

Na starších geologických mapách kremence na V až JV úpätí vrchu Šobov tvoria asi 500 m dlhý pás smeru JZZ—SVV, lemovaný zo severnej strany dacitom a z ostatných strán komplexom pyroxenických alebo, podľa bližšej špecifikácie, hyperstenických andezitov, silne propylitizovaných. Už Szabó (1891) upozornil, že zo severnej strany ložiska sa objavujú ešte akési silicifikované a pritom mäkké ílovité bridlice.

Od výskytu mezozoických karbonatických hornín v okolí štólne Juraj asi 0,5 km S od ložiska sú kremence oddelené mohutnou dajkou dacitu a čiastočne aj priechnym výbežkom dioritového telesa, tiahnuceho sa do tejto oblasti od západu z okolia obce Banky. V uvedenom ostrove mezozoických hornín niet kremencov, ale iba rôzne dioritom kontaktne rekrystalizované karbonatické horniny. Objavujú sa tu aj konglomeráty s karbonatickými valúnmi (asi eocén), ktoré sa rozširujú smerom na S pod pokrývkou tunajších vulkanických hornín. Zachytili ich niektoré banské diela, ako západná čelba prekopu od šachty Mikuláš na úrovni banskobelanskej dedičnej štólne a hlbšie vrty. Teleso dioritu a mladšia dacitová dajka zrejme predstavujú dôležité tektonické línie, ktoré mohli oddeliť šobovské kremence (ak by sme ich považovali v pôvodnom stave za súčasť komplexu mezozoických hornín) od ostatného karbonatického mezozoika a paleogénnych zlepcov.

Medzi pruhom predneovulkanických hornín, sledovateľným v JZZ—SSV smere s určitými prerušeniami v dĺžke niekoľkých km v podzemných dielach banskostiavnických baní a vychodiacim na povrch v okolí štólne Juraj, a kremencovým ložiskom Šobov, vystupujúcim práve na tomto páse, hoci niekoľko sto metrov vyššie ako susedný južný segment predneovulkanických hornín v okolí šachty Michal, existuje určitý vzťah. Smerom na S by bolo toto prevýšenie oproti vápencom, dolomitom a bridliciam v okolí štólne Juraj vcelku len niekoľko desiatok metrov.





Obr. 1: Odkrytá geologická mapa kremencového ložiska Šobov pri Banskej Štiavnici 1 = vápence; 2 = diorit; 3 = šobovská séria; 4 = granodiorit; 5 = vlastné kremence ložiska; 6 = dacit; 7 = pab-andezit; 8 = svahové hliny a sutiny; 9 = pingy, haldy štôlni, 10 = priebeh rudných žil.



Táto pozícia ložiska hrá z genetického hľadiska veľmi dôležitú úlohu, i keď ju nemožno preceniť vo vzťahu k ostatným faktom.

Postavenie šobovských kremencov vzhľadom k rudným žilám a dacitom vylučuje možnosť považovať ich za východ kremennej žily. Tunajšie rudné žily sú dokázateľne mladšie ako dacity, ktoré vnikajú až do preexistujúceho kremencového masívu.

Podobný, i keď ďaleko menší výskyt kremencov je J od obce Banská Belá, asi 3 km V od ložiska na Šobove, takže tu možno hovoriť o akomsi východnom pokračovaní ložiska. Ide však o úplne osamotenú kryhu uprostred amfibol-pyroxen±biotit-andezitov, ktoré v okolí ložiska Šobov nevystupujú a sú známe až z vrcholca Šobova. Izolovaná pozícia výskytu na Kamennom kopci pri Banskej Belej neposkytuje dostatok podkladov pre posúdenie ich genézy. Na jednom mieste sa však v tesnom nadloží ložiska zistili horniny, pripomínajúce šobovskú sériu a obsahujúce dokonca aj úlomky zuhoľnatených slabo silicifikovaných drevín. Keďže medzi ložiskom Šobov a Kamenný kopec vystupujú prevažne iba *pab*-andezity a kremence nemajú väčší hĺbkový dosah, pripomína kryha kremencov z Banskej Belej utrhnutý blok šobovského ložiska, pretransportovaný prúdom andezitu. Geologická mapa (obraz 1) ukazuje, že ložisko nekončí na dacite, ale najmä v SVV časti je oddelené od neho podobnými tufogénnymi horninami, aké vystupujú južne od ložiska.

Priebeh ložiska neovplyvnil smer dacitovej dajky, ktorá je mladšia než ložisko a zastihla iba jeho východnú časť. Ložisko predstavovalo pre dacitovú dajku smerom na JJZ neprekonateľnú bariéru. Dacit vniká vo východnej časti ložiska čiastočne medzi veľké bloky kremencov, ktoré preráža iba vo forme ojedinelých tenkých žíl. Dacitová dajka zvierá teda s priebehom ložiska malý uhol, čím sa na SVV strane ložiska objavujú pred dacitovou polohou okolité tufogénne horniny. Ide pravdepodobne o vysunuté podložné časti hornín. Ložisko nie je od severne ležiaceho mezozoického ostrova odrezané tektonickou líniou dacitovej dajky. Vystupovanie okolitých hornín v blízkosti kremencových blokov poukazuje skôr na to, že zoskupenie tektonických blokov od ložiska je výsledkom starších tektonických pochodov, ktoré už dacitový vulkanizmus v podstatnejšej miere nenarušil. Tesne za dacitovou dajkou sa objavujú kontaktne metamorfované nečisté vápence (autor tu zistil nový minerál monticelit), hoci sa pôvodne predpokladali až za dioritovým telesom.

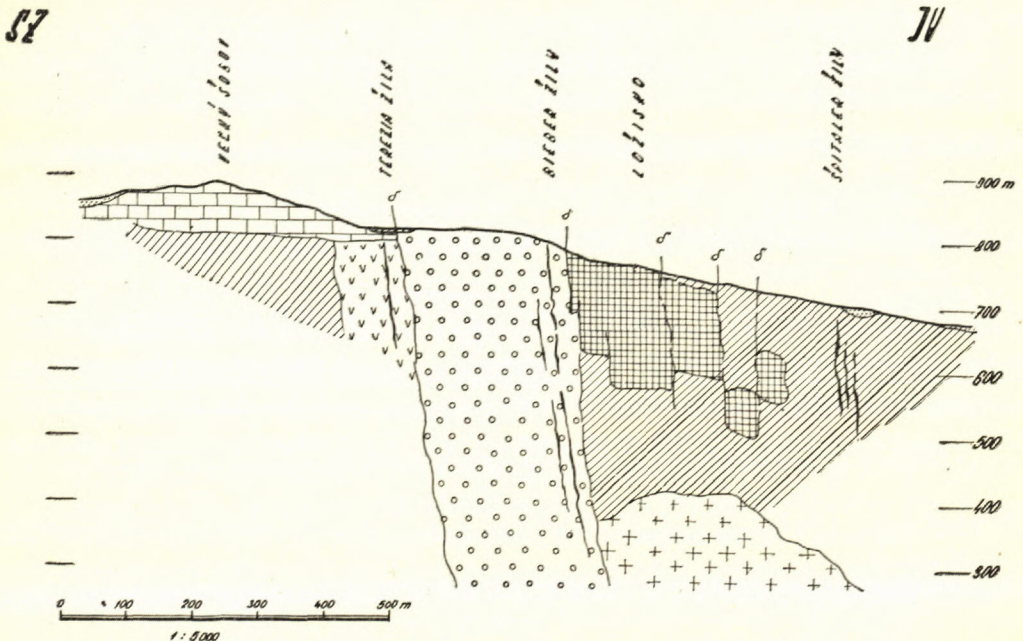
Kremence netvorí nikde sopúchovité od seba oddelené telesá (ako to niektorí autori predpokladali na základe nápadného morfológického vystupovania kremencových skaliek), ale súvislý celok, prerušovaný na povrchu polohou hornín, petrograficky a štruktúrne zhodných s horninami v južnom okolí ložiska. Túto špecifickú sériu tufogénnych hornín sme nazvali *šobovskou sériou*.



## Štruktúra ložiska

Už zo starších banských diel bolo známe, že šobovské kremence netvoria iba blízkopovrchový útvar. Výškový rozdiel prekopu z južnej slednej po žile Bieber na štólňi Ferdinand od vrcholu šobovských skál je minimálne 200 m. Naproti tomu prekop XII. obzoru banskoštiavnických baní (Dedičná štôľňa vzniká), smerujúci od žily Špitáler na úsek žily Bieber S od ložiska Šobov, ktorý siaha až pod ukončenie ložiska, zastihol podľa Fialu (1937) už iba granodioritové telo a prešiel až do dacitovej dajky za žilou Bieber bez intenzívnejšej silicifikácie, svedčiacej o ascendentnom prínose  $\text{SiO}_2$  do kremencového ložiska. Doteraz nie je objasnený vekový vzťah granodioritu a pyroxenického andezitu, takže v tomto smere nezaručuje sa pôvodnosť dnešnej pozície týchto hornín pri vzniku ložiska.

Zdanlivý sklon kremencového ložiska na J (S z a b ó 1891) je iba výsledkom poklesov jednotlivých kremencových blokov v tomto smere. Maximálna zistená mocnosť ložiska v strednej časti je vyše 180 m. Nikde sa nezachytili podložné horniny kremencov. Jediným ich náznakom sú partie medzi dislokovanými blokmi kremencov a prípadne horniny na severnom okraji východnej polovice ložiska. Zoskupenie kremencových blokov v priečnom smere pripomína tektonicky porušenú polovicu akejsi šošovky, ktorej severná časť sa tektonicky odtrhla a denudovala.



Obr. 2: Geologický profil terénom v okolí kremencového ložiska Šobov (profilová línia A—Ā na geologickej mape). Vysvetlivky na obr. 1.



Niektoré časti ložiska pokrývajú pyroklastické horniny šobovskej série; dobre ich vidno v opustenom kameňolome asi v strede ložiska. Možno teda predpokladať, že podobné horniny vystupujú aj v podloží ložiska (obr. 2).

Načrtnutá geologická štruktúra ložiska v priečnom smere mimovoľne vyvoláva predstavu tektonicky silne porušenej šošovky, uloženej uprostred hornín šobovskej série. Pomerne rýchly prechod z nesilicifikovaných nadložných hornín do kremencového ložiska vylučuje možnosť vzniku ascendentnou silicifikáciou hornín šobovskej série alebo kryhy neznámej horniny (napr. vápencov). Zaráža však značná vertikálna mocnosť strednej časti ložiska pri pomerne malej smernej dĺžke ložiska a hlavne šírke. Nemožno však určiť rozsah časti, ktorá mohla byť denudovaná zo severnej strany. Zoskupenie kremencových blokov je výsledkom mladších tektonických pochodov, avšak starších ako tvorba dacitovej dajky. Súvisí azda s ukončením tvorby ložiska, o čom bude ešte reč.

### Petrografický charakter a štruktúra kremencov

Hypotézu o vzniku šobovských kremencov silicifikáciou preexistujúcich hornín by mohlo potvrdiť zistenie štruktúrnych alebo minerálnych reliktovej takejto horniny. Žiaľ, výskum kremencov v tomto smere iba málo pokročil a obmedzil sa iba na niekoľko petrografických typov. Niekoľkokrát som bol upozornený na údajnú existenciu reliktovej vápencov v týchto horninách, ale sám som nikdy podobné vzorky nevidel a ani nedostal.

Po stránke mineralogickej sú šobovské kremence vcelku monoitónne, zložené skoro výlučne z drobných zrníek undulózne zhášajúceho kremeňa o veľkosti 0,02 až 0,04 mm, pripomínajúcich chalcedón, a preto označovaných ako „chalcedonovitý kremeň“. Zrnká sú väčšinou nepravidelne laločnaté a vzájomne do seba zapadajúce bez cementu. Dlaždicovitou štruktúrou sa kremence ponášajú na limnokvarcity, buližníky a iné horniny.

Ďalším komponentom v kremencoch je *pyrit*, ktorý vyplňa drobné žilky, prípadne priestory medzi zrnkami kremeňa obyčajne vo forme drobných zrníek, zhľukujúcich sa často do šmuhovitých agregátov. Vlastná časť ložiska obsahuje iba sporadickú disperziu pyritových zrníek, kým sa táto hypergennými pochodmi neodstránila. Zdá sa, že pyrit tu vystupuje vcelku vo dvoch generáciách, z ktorých prvá tvorí jemnú disperziu a je možno syngenetická s kremeňom, kým druhá je nesporne epigenetická a má tvar žiliek, drobných zhľukov a intenzívnejších impregnácií.

Geneticky zaujímavý je lokálny výskyt *anatasu*, ktorý tvorí miestami až 20 % hmoty kremencov. Podobne ako pyrit vystupuje v šmuhovitých partiách s jemne dispergovanými jednotlivými kryštálkami. Malé rozmery kryštálikov anatasu (prevažne okolo 0,008 mm) nedávajú možnosť posúdiť ich vzťah a postavenie voči kryštálkom kremeňa.

V mase kremencov sa objavujú aj iné štruktúry s problematickým postavením. Okrem mladšieho kremeňa v žilkách objavujú sa miestami aj ojedinelé nepomerne väčšie zná kremeňa (10, i viacnásobne), zaobleného tvaru, „plávajúce“ v jemnozrnnom kremennom agregáte. Pripomínajú *relikty detritických zrn*. Zhášanie majú pravidelné. Hornina môže takto pripomínať silicifikovaný sediment s ojedinelými väčšími zrnkami kremeňa. Nie sú však zriedkavé ani prípady, keď takéto väčšie zná tvoria až zhľuky nepravidelných tvarov, pričom majú podobu výplne akýchsi dutiniek s hrubšie vykryštalizovaným kremeňom. Možno tu vidieť i voľné dutinky rovnakého tvaru, po-



tiahnuté príp. povlakom jemnozrnného kremeňa, pyritom, alebo drobnými kryštálkami anatasu Chalcedonovitý, undulózne zhášajúci kremeň nie je genetickým kritériom. Rovnaký vzhľad má aj kremeň v nízkotermálnych rudných žilách, metasomaticky prekremených andezitoch a limno-kvarcitoch. Je charakteristický iba pre nižšie termálne prostredie vzniku.

Textúra kremencov je obvyčajne všesmerne zrnitá, miestami vidno slabé náznaky paralelnej textúry, pripomínajúce sedimentárne textúry. Nie je jasné, či ide o reliktnú, alebo novovytvorenú textúru. Oveľa častejšie sú však kremence brekciovitého vzhľadu, pričom ostrohranné brekciovité úlomky rôznej zrnitosti a sfarbenia sú tmelené jemnozrnným kremeňom. Odchylky v zrnitosti sú však nepatrné a kolíšu v rozmedzí  $\pm 25\%$ . V týchto partiách bývajú niekedy aj povlaky či agregáty pyrofylitu a pravdepodobne aj jemne rozptýlená ílovitá substancia, mikroskopicky neurčiteľná.

Štúdium chemizmu kremencov nedáva dostatok podkladov pre posúdenie genézy ložiska. Lokálne zvýšená prítomnosť  $\text{TiO}_2$  však signalizuje špecifičnosť genetických podmienok, keďže podobné prípady v širšom okolí Banskej Štiavnice nie sú známe.

### Okolité horniny a ich hydrotermálne rozloženie

V okolí kremencov a čiastočne aj v ich nadloží vystupujú šedavé, rovnomerne pyritom impregnované horniny, ktorých pôvodný pyroklastický charakter je pozorovateľný aj podľa značného stupňa rozloženia. Kedysi sa označovali ako „silne propylitizované andezity“. Vzhľadom na ich špecifické postavenie sa označujú ako šobovská séria.

Sú to miestami afanatické horniny vzhľadu ílovitých bridlíc, miestami so zvyškami rozložených brekciovitých úlomkov, lapilami, alebo až bombami. Hornina je vcelku mäkká, ľahko sa rýpe nechtom, v ruke sa otiera. Rýchlo zvetráva, najmä pod vplyvom rozkladu pyritu na bielu ílovitú masu s lokálnou infiltráciou kyslíčnikov  $\text{Fe}^{++}$ . Miestami sa v nej našli žilky svetlozelenkavého minerálu vzhľadu mastenca, ktorý sa určil pomocou DTA, rtg. a chemického rozboru ako pyrofylit. Rtg. rozbor niekoľkých typov hornín ukázal, že i vlastné horniny šobovskej série sú silne pyrofylitizované.

Mikroskopicky zistené relikty potvrdzujú správnosť začlenenia týchto hornín ku pyroxen-andezitovému vulkanizmu. Na jednom mieste uprostred týchto hornín sa zistili hydrotermálne pomerne málo rozložené pyroxenické andezity. Ich morfológia nie je však detailnejšie overená, a preto nemôže sa určiť, či ide o dajku alebo súčasť starého lávového prúdu, či pokryvu. Nápadne rozdielny stupeň premeny tufogénnych hornín a vlastného andezitu však ukazuje, že premena tejto série nie je epigenetická, ale syngenetická, sotva staršia ako andezitová dajka.

Pri styku kremencov s horninami šobovskej série často možno nájsť rôzne intenzívne silicifikované horniny, ktoré by mohli svedčiť za epigenetický silicifikačný vznik kremencov. Ich mocnosť je nepatrná a často chýbajú. V takejto



prechodnej zóne sa objavujú aj žilky mladšieho čierneho kremeňa opálovitého vzhľadu a často nápadne zvýšená pyritizácia. Jemne dispergovaný pyrit sfarbuje aj kremenné žilky. Možno preto predpokladať, že takáto mladšia silicifikácia a pyritizácia postihla už kremencové ložisko dislokované do tektonických blokov a súvisí s tvorbou vlastných banskoštiavnických rudných žíl. V jednom vrte zachytila sa v značnej hĺbke vo vlastnej šobovskej sérii žilka s polymetalickou výplňou, ktorá jasne dokumentuje zásah rudných hydroterm až do blízkosti ložiska, kde sa však ich účinok rozptyľoval, utľmoval. Podobne sa v tejto sérii utľmuje aj zrudnenie východne od žily Špitáler a prechádza do silicifikovaných pásem impregnovaných dispergovaným pyritom.

Hoci silicifikácia vulkanických hornín nie je v oblasti Banskej Štiavnice zvláštnosťou, doterajšie skúsenosti ukazujú, že takéto metasomatické kremité horniny len zriedkavo obsahujú nad 90 %  $\text{SiO}_2$ , keďže ich obyčajne doprevádza adulár a rôzne reliktu, prípadne rozložené na šľovitité minerály.

Podobnú kvalitu ako šobovské kremence majú iba polohy limnokvarcítov, známe z niekoľkých miest stredoslovenských vulkanitov. Ako produkty anorganickej sedimentácie z hydroterm bohatých na  $\text{SiO}_2$  vznikali voľným zrážaním opálovitej kyseliny kremičitej pri vyústení hydroterm na vtedajšom povrchu. Obidve horniny sa zhodujú aj štruktúrou.

Nemožno však obísť ani argumenty, poukazujúce na možnosť metasomatického zatlačania karbonatických hornín kremeňom, a tým vzniku hydrokvarcítov obdobného typu ako na ložisku Šobov. Podobný zjav konštatoval totiž autor na vzorke eocénneho konglomerátu, pochádzajúceho z haldy starej šachty Mikuláš (materiál je zrejme z prekopu na úrovni Belanskej dedičnej štôlne, prebiehajúceho smerom na Z od uvedenej šachty). Niektoré valúniky dolomitov a vápencov sú v tejto vzorke zatlačané koncentricky chalcedonovitým kremeňom, podobným kremeňu z ložiska Šobov. Psefitická štruktúra horniny je však výrazná, takže sa dá ťažko aplikovať táto možnosť pri genéze kremencov zo Šobova, hoci aj tu niektoré vzorky pripomínajú textúrou staré zlepenice. Tieto zlepenice sa považujú za tektonické brekie, stmelené chalcedonovitým kremeňom.

Obdobné silicifikačné pochody vo vápencoch a dolomitoch, ako o nich hovorí Pettko (1853), súvisia s tvorbou rudných žíl a nemajú väčší rozsah. Aj charakter kremeňa je celkom odlišný. Burián (1954) správne poukazuje, že vo vápencovej kryhe blízko ložiska Šobov sú silicifikačné pochody úplne neznáme, hoci vzhľadom na tesné susedstvo by sa tu musel prejavíť aspoň čiastočne ich účinok. Neobjasnený zatiaľ zostáva aj vzťah pyrofyilitizovanej šobovskej série k ložisku kremencov. Nakovník (1954) považuje pyrofyilitovú fáciu za jednu z charakteristických pre vznik tzv. sekundárnych kvarcítov a uvádza príklady jej spojenia s diaspórovými ložiskami.

Je iste zaujímavé, že vo vápencoch S od ložiska Šobov sa kedysi ťažila surovina, známa pod menom agalmatolit, v ktorej sa vyskytovali kryštalické diaspóry. Otázka vzniku tohto agalmatolitového zhluku a jeho genetické podmienky nie je spoľahlivo vyriešená. Na základe výskytu diaspór sa predpokladá, že vznikol za vysokého tlaku a teploty. Procesy vzniku agalmatolitu a pyrofyilitizácie sa zrejme od seba líšia a obidve suroviny sú iba v náhodnej blízkosti, keďže pyrofyilitizácia sa viaže na nízkotermálne roztoky slabokyslého alebo uhličitého charakteru.



## Genetické závery

Doterajšie štúdiá nepodávajú jednoznačný obraz o najväčšom a najkvalitnejšom slovenskom ložisku dinasových kremencov. Nové fakty však vyvracajú staršie hypotézy o jeho vzniku. Problémom zostáva naďalej existencia ascendentnej epislificifikácie hornín šobovskej série alebo inej v tejto sérii uzavretej horniny. Zdanlivo ju vylučujú nadložné horniny, zhodné s horninami šobovskej série, ktoré nie sú intenzívnejšie silicifikované. Mohutné tektonické pochody v oblastiach recentného vulkanizmu však umožňujú aj iné interpretácie tejto pozície; nemožno vylúčiť eventuálne pohyby kremencových krýh v priebehu tvorby šobovskej série v dôsledku ich odtrhnutia od neznámeho substrátu. V prospech toho hovorí aj osamotená kryha kremencov na Kamennom kopci južne od Banskej Belej, ktorá je asi jedným z blokov, odtrhnutých a odvláčených z ložiska Šobov.

Geologická pozícia šobovského ložiska nad chrptom predneovulkanických hornín smeru SSV -- JJZ svedčí za predneovulkanický vek kremencov. Žiaľ, nezachovala sa kontinuita predneovulkanickej hrasti mezozoických hornín. Je skoro nepravdepodobné, že by kremence vystupovali úplne samostatne bez sprievodných hornín rovnakého veku a predstavovali tu výnimočnú, inde neznámu horninu v takej veľkej mocnosti. Pestrá transformácia pôvodnej štruktúry azda mohla viesť ku vzniku kremencov typu Šobov i zo sedimentárnych kremencov, známych napr. v okolí Sklených Teplíc; nevysvetliteľný však je nápadne zvýšený obsah  $TiO_2$ . Charakter titanonosných partií poukazuje skôr na syngenetický vznik asociácie kremeň-anatas, ktoré mohli byť vyluhované aj hydrotermami z podložných andezitických alebo kryštalinických hornín. Podobný prípad akumulácie  $TiO_2$  sa však nikde v širšom okolí nepozoroval a ani na rudných žilách nie sú známe výskyty Ti-minerálov. Ide teda o špecifický prípad, svedčiaci o zvláštnom postavení kremencov a ich genézy.

Prítomnosť anatasu v kremencoch vzhľadom na jeho veľkú kryštalizačnú schopnosť z jemne dispergovaného  $TiO_2$  (napr. v hlinách, bauxite a inde) nie je prekvapujúca (Malyšev, 1957). Veď často sa vyskytuje aj v kremenných žilách, najmä v kryštaliniku. Podobný substrát možno predpokladať i pod ložiskom Šobov, ovšem vo väčšej hĺbke. Je známy z hĺbkových vrtoch v okolí šachty Bránik asi 500 m severnejšie.

Podľa petrografického charakteru a štruktúry sa blížia tunajšie kremence horninám typu limnokvarcítov, anorganicky sedimentovaným, prípadne prekryštalizovaným. Chýbajú tu však typické kolomorfné štruktúry, reliktu organických zvyškov a iných sedimentárnych hornín (bentonity, íly a iné). Keby sme považovali obidva druhy kremencov za produkty sedimentácie z hydroterm, museli by sme pre ložisko Šobov počítať so suchozemským prostredím.

Na základe všetkých týchto faktov prichádzame k záveru, že šobovské kremence tvoria relikt mohutného kemitého komplexu, sedimentovaného syngeneticky



(alebo s malým oneskorením) s okolitými horninami šobovskej série vo forme nepravidelných, prípadne kopulovitých telies pozdĺž dislokácie smeru Z—V. Vlastné  $\text{SiO}_2$  a  $\text{TiO}_2$  môže pochádzať z hornín mezozoickej hrasti, prebiehajúcej v hĺbke pod ložiskom a vystupujúcej na povrch v oblasti štólne Juraj S a J od ložiska na XII. obzore šachty Michal. Rozdiel medzi absolútnou výškou vystupovania mezozoických hornín v týchto dvoch výskytoch je niekoľko sto metrov, čo poukazuje na existenciu väčšej priečnej tektonickej línie, azda starého pôvodu.

Hydrotermálna, možno gejzírovitá činnosť sa odohrala v solfatárovom poli na suchej zemi v štádiu dočasného vulkanického kludu, pri ktorom bola extrúzia a sedimentácia hornín šobovskej série dočasne obmedzená. Jej doznievanie súvisí azda s novou fázou intenzívnej vulkanickej činnosti, pri ktorej bolo celé ložisko pochované pyroklastickými horninami, súčasne pyrofylitizovanými a sulfidizovanými.

Mladšie hydrotermálne pochody našli už pôvodné ložisko disjunktívne dislované do série veľkých krýh, len ťažko obtekané a nepatrne hydratometamorfované za súčasnej intenzívnej pyritizácie niektorých okrajových častí. Svedčia o tom balvany kremencov, uzavreté v dacite, ktoré sa nelíšia od vlastnej masy ložiska.

Magmatická príslušnosť roztokov, produkujúcich tieto hydrokvarcity, nie je vyriešená. Zdá sa paradoxným, že uprostred intermediárnych, až subbázických hornín šobovskej série vystupujú deriváty signalizujúce odchylnú aciditu materskej magmy. V období pyroxén-andezitového vulkanizmu zrejme existoval aj lokálne obmedzený ryolitový vulkanizmus, dokumentovaný tenkými polohami príslušných tufov. Spojitosť s acidným vulkanizmom dokumentujú aj stopové obsahy Sn, Mo a prípadne V v kremencoch. Horniny ryolitového charakteru nie sú však v blízkosti ložiska známe. Podľa Malýševa (1957) obsah  $\text{TiO}_2$  pri stúpajúcej acidite magmy rapídne klesá; sú však známe aj horniny s výnimočne vysokým obsahom  $\text{TiO}_2$ , vzhľadom na ich aciditu. V každom prípade však obsah  $\text{TiO}_2$  možno považovať do výsledok vyluhovania z kryštalinických hornín.

Napokon spomenieme ešte recentné hypergénne procesy na ložisku, ktoré prispeli ku dnešnej jeho kvalite. Descendentné povrchové vody s pohlteným kyslíkom prenikali ložiskom nielen po puklinách (najmä smeru S—J), ale vnikali priamo do kremenca aj po intergranulárnych trhlinách a vyvolávali oxydáciu pyritu. Rovnakou cestou sa odstraňuje aj prevažná časť produktov rozkladu pyritu, takže kremence sa pri výrobe dinasu zbavujú nežiadúceho Fe. Postup oxydácie pyritu na ložisku je nerovnomerný a závisí hlavne od stupňa rozpukateľnosti kremencov. Miestami v nich vidno závojovité rozhranie medzi zónou s dispergovaným pyritom a zónou zbavenou hypergénneho Fe, ktorú obyčajne dokumentuje úzky lem žltohnedých železitých produktov (sulfáty a hydroxydy  $\text{Fe}^{\text{III}}$ ). Keďže horniny šobovskej série vzhľadom na svoj pyrofylitizovaný charakter sú pre povrchové vody nepriepustné, obmedzuje sa hydrogeologický režim na ložisku iba na vlastné kremence ako uzavreté infiltračné teleso. V dôsledku



toho miestami, najmä pri severnom okraji ložiska pri styku so zdanlivo podloženými horninami šobovskej série nájdeme často akési cementačné pásmo limonitickej zmesi, ktorá vyplňuje praskliny v kremencoch a tým ich ovšem znehodnocuje.

Hranica oxydačnej zóny prechádza v niektorých miestach ložiska iba 20–40 m pod povrchom; niekde však nebola zastihnutá ani v hĺbke 170 m. Režim zostupujúcich vôd a hlavne ich drenážny systém nie je detailnejšie preštudovaný; je možné, že práve infiltračná oblasť má jedno z kľúčových postavení v okolí Banskej Štiavnice.

Špeciálne geologické postavenie a genéza tunajších kremencov, ako aj recentný hypergénny režim podmienili výborné technologické vlastnosti šobovského ložiska pre dinasové výrobky. V dôsledku toho sa líšia od ostatných slovenských kremencov a približujú sa iba technologicky obdobným limnokvarcitom zo širšieho okolia Žiaru nad Hronom. I keď limnokvarcity sú nesporne mladšie než vznik šobovských kremencov, v mnohom sú tieto dve suroviny geneticky veľmi blízke.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1949: Geologický výskum keramických a sklárskych surovín na Slovensku. Chemické zvesti 3, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1950: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných sudovín na Slovensku v roku 1946 a rokoch predošlých. Práce ŠGÚ 20, Bratislava. — [3] Beudant F. S., 1825: Mineralogische und geognostische Reise durch Ungarn im Jahre 1818. Dresden. — [4] Böckh H., 1901: Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der in der Umgebung von Selmeczványa vorkommenden Eruptivgesteine. Földtani közlöny XXXI, Budapest. — [5] Burian J., 1954: Predbežná zpráva o geológii, petrografii a rudných pomeroch polymetalického rudného ložiska, Banská Štiavnica. Rukopis; Banský archív, B. Štiavnica. — [6] Dobrovolský J., 1956: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Banskej Štiavnice. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Esmark J., 1798: Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bannat. Freiberg. — [8] Faller G., 1865: Der Schemnitzer Metall-Bergbau in seinem jetzigen Zustande. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch XIV, Banská Štiavnica. — [9] Fiala F., 1934. Soupis lomů ČSR. Čís. 4.: Okres Banská Štiavnica. Praha. — [10] Fiala F., 1937: Výskyt třetihorních vyvřelin v severním poli XII. obzoru šachty Zikmund v Banské Štiavnici. Sborník Štát. ban. múzea D. Štúra, Banská Štiavnica. — [11] Gavora S., 1957: Zpráva o prieskume za I. polrok 1957 na lokalite Šobov — kremence. Rukopis; ZSRP, Pezinok. — [12] Gavora S., 1957: Predbežná zpráva o prieskume na lokalite Šobov — kremence. Rukopis; ZSRP, Pezinok. — [13] Gavora S., 1958: Projekt geologického prieskumu na rok 1959 (Podrobný prieskum: kremenc Šobov). Rukopis; ZSRP, Banská Štiavnica. — [14] Gavora S., 1959: Výročná zpráva o podrobnom prieskume za rok 1958 na probléme Šobov — kremenc. Rukopis; ZSRP, Banská Bystrica. — [15] Jarčhovský T. — Pácal Z., 1954: Banská Štiavnica — geochemické profily. Rukopis; Geofond, Praha. — [16] Jarkovský J., 1954: Petrochemické a mineralogické štúdie niektorých slovenských kremencov a ich použitie v priemysle siliky. Geologické práce, Zoš. 36, Bratislava. — [17] Jonas J., 1820: Physio-technographisches Magazin über die anorganische Natur des Oesterreichischen Kaiserstaates. Budapest. — [18] Lippold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Wien. — [19] Malýšev I. I.,



1957: Zakonomernosti obrazovanija i razmeščenija mestoroždenij titanovyh rud. Moskva. — [20] Nakovnik N. I., 1954: Vtoriŋnye kvarcity. Izmenennyye okolorudnyje porodyy i ich poiskovoje značeniye. Moskva. — [21] Pettko J., 1853: Geologische Karte der Gegend von Schemnitz. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt II, Wien. — [22] Polák S., 1960: Banská Štiavnica — Šobov — podrobný prieskum kremencov pre dinasové výrobky. Zpráva o prieskume za rok 1959. Rukopis; ZSRP, Banská Bystrica. — [23] Polák S., 1960: Banská Štiavnica — Šobov, záverečná zpráva s výpočtom zásob. Rukopis; ZSRP, Banská Štiavnica. — [24] Polák S., 1961: Stredoslovenské dinasové kremence a perspektiva ich priemyselného využitia. Geologický průzkum, Praha. — [25] Szabó J., 1886: Selmec környékének geológiai viszonyai. Banská Štiavnica. — [26] Szabó J., 1891: Selmec környékének geológiai leírása. Budapest. — [27] Zeman J. — Michálek O., 1953: Zpráva o geologickom mapovaní a geologická mapa 1:25.000 v oblasti Banská Belá—Kozelník. Rukopis; Geofond, Praha.

STANISLAV POLÁK

### ZUR GENESIS DER DINASSTEINE AM BERGE ŠOBOV BEI BANSKÁ ŠTIAVNICA

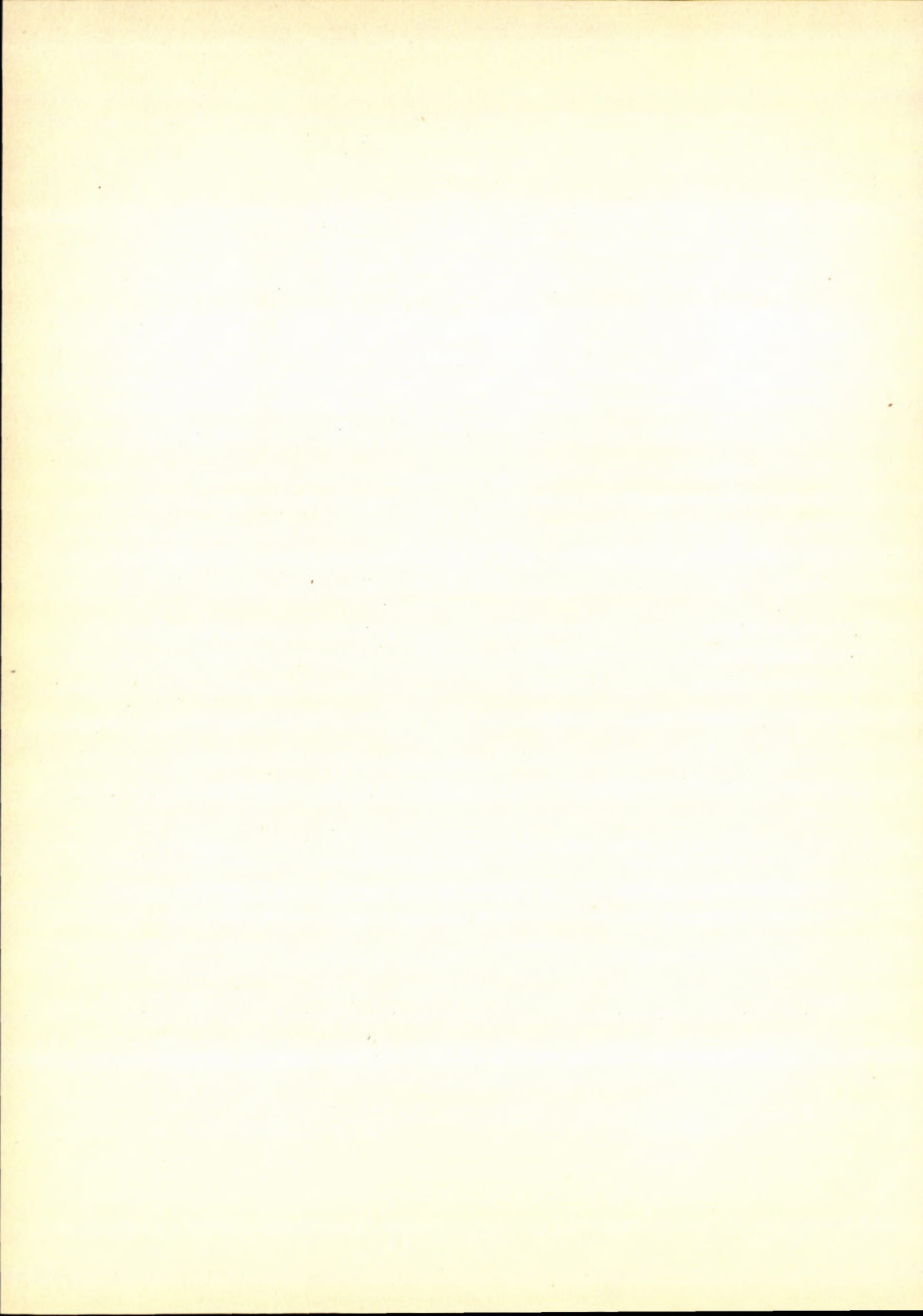
Die Dinasstein-Lagerstätte am Berge Šobov, etwa 1,2 km von Banská Štiavnica (Schemnitz) entfernt, gehört zu den grössten in der Slowakei. Ihre Genesis wurde seit langem diskutiert. Erst neuere Untersuchungen ermöglichten uns einige Probleme der Lagerstätte (vor allem die Altersbeziehung zu den Begleitgesteinen des mittelslowakischen vulkanischen Raumes, die Struktur, Tektonik, Chemismus, petrographischen Charakter und auch Genesis) näher zu erläutern.

Der Verfasser äussert die Ansicht, dass es sich in diesem Falle nicht um silicifizierte Nebengesteine oder Schollen vorvulkanischer Gesteine handelt, wie bisher angenommen, sondern um eine tektonisch gestörte Zone quarzitischer Gesteine aus den Hydrothermen, die einst längs der O—W Dislokationen emporstiegen. Die Tätigkeit der Hydrothermen fällt in eine relativ ruhigere Periode der Absetzung vulkanischer Ablagerungen, welche heutzutage eine heterogene pyroklastische, stark pyrophyllitisierte sog. Šobov-Serie bilden, die dem älteren Pyroxen-Andesit-Vulkanismus entspricht. Die Hydrothermen drangen offensichtlich aus den mesozoischen und kristallinen Gesteinen über den vorneovulkanischen Horst empor, sich während dessen um die Kieselsäure und  $TiO_2$  bereichernd. Bei veränderten physikalischen Bedingungen an der Oberfläche haben sich diese Komponenten in unregelmässige Gebilde (mit beträchtlicher vertikaler Mächtigkeit) ausgelöst. Die jüngeren Prozesse, die vielleicht mit der Bildung hiesiger Quarz-Karbonatpolymetallischer Erzgänge zusammenhängen, haben sich nur an den Rändern der Lagerstätte geltend gemacht. Zur Vererzung war es da nicht gekommen; lediglich jüngere Quarzgängchen haben sich da gebildet und einige Teile der Lagerstätte wurden pyritisiert.

Die ausgezeichneten technologischen Eigenschaften des hiesigen Dinassteins sind auch durch das günstige rezente hydrogeologische Regime bedingt. Die stark gespalteten Quarzite bilden ein Infiltrationsgebiet, durch welches die oxydierten Wässer in die flachen Tiefen unter die Oberfläche eindringen, grössere Reservoirs bildend. Dabei kommt es zur Zersetzung des fein dispergierten Pyrits und Auslösung des Fe aus dem Gestein. Stellenweise werden die limonitischen Zersetzungsprodukt in einer „Zementationszone“ abgelagert und verunreinigen die Lagerstätte.

Ein ähnliches, aber viel kleineres Vorkommen solcher Quarzite (Dinassteine) ist S der Gemeinde Banská Belá, etwa 3 km östlich der Lagerstätte Šobov. Es stellt nach Ansicht des Autors nur eine abgerissene Quarzitscholle der Lagerstätte Šobov vor, welche hierher durch die Ströme des Pyroxen-Amphibol-biotitischen Andesits verschoben wurde.







VLADIMÍR BARTEK

## PŘÍSPĚVOK K PŘÍSKUMU HANDLOVSKÉHO LOŽISKA V OBLASTI OBCE PODHRADIE

### Úvod

Geologický prieskum handlovského uhoľného ložiska dostal sa dnes už do záverečnej fázy. Vrtnými a banskými prácami overuje sa doteraz iba predpokladaná južná hranica produktívnej plochy, t. j. vykľiňovanie uhoľných slojov na produktoch podložného vulkanizmu. Z tohto zorného uhla i z geologickej pozície handlovského ložiska predpokladalo sa, že uhoľné sloje pokračujú smerom na J, čo sa malo overiť vrtným a banským prieskumom. Produktívna handlovská plocha na J vyhraničovala sa banskými prácami (Veľkobaňa, n. p. Handlová) a povrchovými vrtmi (Geologický prieskum, n. p. Žilina, úsek Nováky).

V oblasti obce Podhradie bol iba vrtný prieskum, všimneme si jeho výsledky za roky 1957–1960. Obec Podhradie, v blízkosti ktorej sa robili prieskumné vrtné práce, je na západných svahoch neovulkanického pohoria Vtáčnik v Prievidzskom okrese. Terén je hodne kopcovitý, skalnatý a silne zalesnený, a preto na mnohých úsekoch neschodný, najmä v zimných mesiacoch. Celá produktívna plocha je prikrýta produktmi vulkanizmu pohoria Vtáčnik s miernym zvažovaním do nováckej časti Hornonitrianskej kotliny, ktorá na Z prechádza do mezozoických sérií Strážovskej hornatiny a na SZ do kryštálického masívu Malej Magury. Najvyššie kóty nad skúmaným územím sú Tlstý diel 1016,4 m, Biela skala 1135,6 m, Buchlová 1036 m, južnejšie už mimo ložiska Vtáčnik 1343 m. Nadmorská výška nováckej depresie pohybuje sa okolo 300 m; v samotnej prieskumnej oblasti je rozdiel výšok až 600 m. Po celý rok bývajú v okolí Podhradia hojné a časté zrážky, ktoré majú podstatný vplyv na prietoky vôd v potokoch, vlievajúcich sa do rieky Nitry. V Lehotskom potoku, ktorý je najväčším prítokom Nitry v tejto oblasti, je špecifický odtok z km<sup>2</sup> 2,63 l/sek. Maximum zrážok je v mesiaci júli (ca 133 mm), pričom snehová prikrývka, objavujúca sa od októbra do apríla, dosahuje maximum vo februári. Smer vetrov je prevažne južný, priemerná ročná teplota 8 °C.



Hoci výskyty uhlia v oblasti Handlovej boli známe už začiatkom minulého storočia, geologicky prvýkrát spracoval oblasť Podhradia V. Čechovič (1931 až 1937). Hlavná pozornosť pri mapovaní venovala sa prevažne vulkanickým pokryvom Vtáčnika a produktívnym vrstvám, kde sa robil vrtný prieskum. Mapovalo sa nesústavne, s veľkými prestávkami na starých topografických podkladoch v mierke 1:25 000.

Vulkanické komplexy pohoria Vtáčnik, teda i oblasť Podhradia premapoval v r. 1956—1957 Slávik, ktorý detailne skúmal pozíciu jednotlivých vulkanických výlevov, najmä vzťah podložného a nadložného vulkanizmu k produktívnym sériám. Po geologickej analýze v handlovskej oblasti zreteľne sa prejavili nedostatky v preskúmanosti ložiska vrtnými prácami. Pristúpilo sa preto k prieskumu povrchovými vrtmi, keďže mapovacími prácami sa zistilo, že rozsah produktívnej plochy handlovského ložiska je menší, než sa predpokladalo. Cieľom vrtných prác bolo nielen stanoviť rozsah ložiska smerom na J, ale i získať nové geologické poznatky a nové zásoby hnedého uhlia. Preto sa v rokoch 1956 až 1960 uskutočnil v tejto oblasti ďalší prieskum.

### Stratigrafické pomery

Podložie trefohôr — kryštalínium a mezozoikum — v oblasti skúmanej vrtmi, zatiaľ sa ešte nedosiahlo, a preto jeho stavbu možno len predpokladať podľa hornín, ktoré vystupujú na okrajoch terciérnych sedimentov. Tieto usadeniny lemujú v Hornonitrianskej kotline prevažne kryštalické bridlice a žuly jadrových pohorí Malá Magura a Žiar, v menšej miere mezozoické vrstvy obalových a príkrovových sérií spomínaných pohorí a Strážovskej hornatiny.

Trefohorné usadeniny v oblasti Podhradia zastupuje paleogén — sedimentárny a vulkanický.

Paleogén zistil sa na vrtoch Po-2 a Po-6; zastupujú ho pevné íly, miestami jemne piesčité, ktoré sa striedajú so svetlými pevnými pieskvcami. U týchto hornín pozorovať šlirový rozpad a v spodnej časti, kde sa vyskytujú šupiny *Clupea* sp., vidieť charakter rytmickej sedimentácie.

Tieto eocénne sedimenty charakterizuje pomerne bohatý výskyt mikrofauny. Asociácie tvoria planktonické a bentózne druhy foraminifer, pričom prvé prevládajú. Planktonické foraminifery sú charakteristické drobnými prekalcifikovanými tenkostennými schránkami, ktoré sa ľahko drobili, takže pri vyplavovaní zostávalo pomerne malé množstvo neporušených schránok.

Na Podhradí sa zistili globigeríny: *Globigerina officinalis* Subb., *G. inflata* Orb., *G. eocenica* Terq., *G. eocaena* Gumb.; globorotálie: *Globorotalia crassata* Cush., *Gl. planotonica* Subb.; cibicidy: *Cibicides ungerianus* Orb., *C. haidingeri* Orb., *C. boueanus* Orb.; boliminidy: *Bolimina budensis* Hant., *B. aff. reticulata* H., cassidulinidy: *Cassidulina subglobosa* Br., *C. globosa* Orb. Z ostatných sa vyskytovali druhy *Lagena striata* Orb., *Discorbis aff. bulla* Cush., *Eponides umbonatus* Rss. atď. Zástupcovia čelade *Gümbelinidae* sa vyskytovali vo všetkých výplavoch, ale veľmi zriedkavo.



C m u n t o v á (1958) na základe uvedených mikrofaunistických asociácií zaraďuje paleogénne horniny Podhradia k *vrchnému eocénu*. Charakter mikroasociácií poukazuje na to, že sedimentácia vrchnoeocénnych vrstiev prebiehala v pásme plytšieho neritika, v pomienkach s dobrým vetraním, za stáleho tektonického nepokoja v subtropickom podnebí. Podľa Čechovičovho rozdelenia paleogénu (1958) predstavujú uvedené vrstvy vrchný obzor piesčito-slienitých vrstiev s charakterom molasovej sedimentácie.

Vrstvy neogénu sú reprezentované horninami sedimentárneho a vulkanického pôvodu, ktoré majú na handlovskom ložisku a v blízkom okolí najväčšie geografické rozšírenie. Podľa výsledkov vrtných a mapovacích prác (v zmysle Čechoviča a Slávika 1958) môžeme neogénne vrstvy rozdeliť takto:

*Spodný miocén (burdigal)*. Burdigalské vrstvy, zastihnuté vrtmi, vychádzajú na povrch v širšom okolí handlovského ložiska. V oblasti Podhradia tvoria podložie I. vulkanickej fázy pohoria Vtáčnik. Na Podhradí sa burdigal konštatoval vo vrtoch Po-1, 3, 4, 5 a Po-16.

Burdigalské sedimenty patria k nasledovným obzorom:

*Lagunárne brakické vrstvy* zistili sa vo vrte Po-6, ktorý je na J od produktívneho územia (v 312 m), kde sa v sivozelených piesčitých íloch našli skameneliny *Unio* sp. a *Melania* sp. Či v tomto prípade ide o samostatné jazero, alebo o viac vysladenú zátoku lagúny, nemožno zatiaľ rozhodnúť.

*Morské pobrežné vrstvy* sa pozorovali vo vrte Po-1 v 377,50 m, kde v pevnom prekremenennom pieskovi lavicovitého charakteru sa našla *Turritella turris* Bast. Ide tu o vývoj burdigalu, charakteristického pre oblasť M. Čausy pri Prievidzi, s bohatým makrofaunistickým materiálom

*Spodné šlirové pásmo*. K tomuto obzoru patria polohy ílov až slieňovcov, s typickým šlirovým vývojom, s hojným muskovitom na vrstevných ploškách. Zastúpenie jednotlivých druhov foraminifer nasvedčuje, že sedimentácia prebiehala v oblasti plytšieho neritika. Dá sa predpokladať, že išlo najskôr o záliv so zlou aeráciou, čím došlo k nahromadeniu  $H_2S$ , a tak vzniklo redukčné prostredie. Na túto skutočnosť poukazujú vyzrážané pyritové konkrécie a horizonty, striedajúce sa s nepyritizovanými, s pyritovými jadrami foraminifer a diatomaceí (vrt Po-5 v intervale 158 až 171 m). Nemožno zatiaľ konštatovať, či pri vzniku nepyritových horizontov došlo už k prekysličovaniu zálivu, alebo k zníženej koncentrácii  $H_2S$ . Bohatý rozvoj mikroasociácií charakterizuje práve nepyritové horizonty.

Z jednotlivých čeladi sú tu: boliminidy (*B. elongata* Orb., *B. punctata* Orb., *B. pufoides* Orb.), cibicidy (*C. budayi* n. sp., *C. boueanus* Orb., *C. dutemplei* Orb.), nonionidy (*N. pompilioides* Ficht et Moll., *N. bogdanowiczi* Vol., *N. advenum* Cush.), lagenidy (*L. quadrata* Will., *L. laevis* Mont.); z ostatných spomeniem aspoň *Rotalia beccarii* L., *Chillostomella ovoidea* Rss., *Sphaeroidina bulloides* Orb. Vo výplavoch konštatovali sa aj ostne ježoviek, ihlice kremitých húb a ojedinele rybce zúbky a úlomky rybných kostičiek.

Na základe týchto výskytov možno predpokladať, že ide o plytkoneritické pásmo s hĺbkou 50–200 m a teplotou vody 12–20 °C pri povrchu.

Spodnomiocénne vrstvy predstavujú jediný sedimentačný cyklus (Čechovič 1958). Transgresia spodnomiocénneho mora nastala po dlhotrvajúcom stratigrafickom hiáte a silnej denudácii starších paleogénnych vrstiev. Preto miocénne







súvrstvie sa vo vyššom miocéne usadilo sladkovodné a suchozemské súvrstvie, faciálne veľmi pestré, vyznačujúce sa prevahou vulkanického materiálu.

Tortónske sedimenty ležia na starších horninách diskordantne a transgresívne. Litologicky sú veľmi pestré a zahrňujú celú škálu horninových typov od pelitických až psamitických sedimentov, cez pestré súvrstvie zmiešaných vulkanicko-sedimentárnych hornín tufiticko-aleuritického až konglomeratického charakteru až po typické vulkanické horniny lávového a pyroklastického charakteru.

Podložie ložiska tvoria sčasti tufity rôznych variet a sčasti vulkanické horniny in situ. Podložné produkty od nadložných sa dajú pomerne spoľahlivo odlíšiť aj makroskopicky. Medzi nimi je totiž produktívne pásmo, kým v miestach priameho styku nadložného a podložného vulkanizmu pohoria Vtáčnik musíme používať mikroskopické metódy, na základe ktorých Slávik (1958) dospel k názoru, že produkty podložného vulkanizmu v tufogénnej hmote majú vždy amfibol.

Vlastné slojové pásmo tvorí jeden alebo dva uhoľné sloje prevažne detritického charakteru. Priamym nadloží uhoľných slojov je ílovité súvrstvie, ktoré reprezentuje najvyššiu časť tortónu. Na íloch diskordantne leží sarmatské súvrstvie bielych štrkov, prikrýté pestrým vulkanickým komplexom toho istého veku.

Stratigrafické rozdelenie jednotlivých útvarov je v práci Čechoviča (1959).

*Produkty podložného vulkanizmu.* Podľa Slávika (1958) k tomuto horizontu patria všetky vulkanické horniny, ktoré sú v podloží uhoľného sloja až po spodnomiocénne súvrstvia. Je to komplex vulkanických hornín s pestrým granulometrickým zložením. Na základe inapovacích, vrtných a laboratórnych prác delíme podložný vulkanizmus, ako prvú erupzívnu fázu pohoria Vtáčnik, na horniny in situ a redeponované produkty. Mocnosť tohto súvrstvia je podľa vrtných prác v hornonitrianskej oblasti vyše 200 m.

Na povrchových výskytoch produktov podložného vulkanizmu pozorovať fluvio-limnický charakter sedimentácie so šikmým zvrstvením, šošovkovitým uložením hrubých frakcií, s orientovaním valúnov v dynamickom vodnom prostredí. Zaujímavým poznatkom je to, že nie sú prítomné nevulkanické pelity. Krátkosť transportu redeponovaného súvrstvia potvrdzuje prítomnosť produktov podložného vulkanizmu v štrkovej frakcii.

Na Podhradí produkty podložného vulkanizmu in situ zastihli len vrty Po-1, 2, 6, kým redeponované produkty zastihli všetky vrty. Produkty podložného vulkanizmu in situ na uvedených vrtoch zastupovali vulkanické súvrstvie (až 80 m), reprezentované tufmi a tufobrekciami s polohami tmavého andezitu. V týchto prípadoch sú produkty podložného vulkanizmu priamo na spodnomiocénnom zvrásnenom šlíre. Populovité uloženiny majú kryštalovitroklastickú štruktúru základnej hmoty, andezitové úlomky porfyrickú. Minerálne zloženie je: plagioklas, hyperstén, amfibol, často apatitizovaný, a sklo. Ojedinele pozorovať i uzavreniny dioritickej povahy. Predpokladá sa, že ide o uloženiny pyroklastík amfibolicko-pyroxenického andezitu so sporadickými granátmi a biotitom.



Priamym podložím uhoľného sloja sú produkty redeponovaných podložných vulkanických sérií aleuritického až konglomeratického charakteru, sivej, až sivozelennej farby, s nerovným lomom a náznakmi premeny. Tufitické horniny majú prevažne porfyrickú až vitroklastickú štruktúru; hojné je vulkanické sklo, akcesorický amfibol, menej magnetit a apatit, zriedkavo biotit a úlomky kremitých hornín (vrty Po-13 a Po-15). U vrto, situovaných severnejšie smerom k Cígľu, pozorovať kremeň a pyritové zrnká. Nad týmto súvrstvom sú niekedy tufitické až slienité íly, s lokálnym výskytom uhoľných šošoviek (Po-4, Po-19 atp.) s prechodom do uhoľných ílov a uhoľného sloja.

### Slojové pásmo

K tomuto súvrstviu priradujeme uhoľné sloje a íly pestrého litologického charakteru nad uhoľnými slojmi. Mocnosť tohto horizontu je i niekoľko 10 m. Na Podhradí sú dva uhoľné sloje: hlavný uhoľný sloj (podľa handlovskej terminológie — spodný) a nadložný uhoľný sloj. Mocnosť hlavného sloja kolíše od 0,30 m (vrt Po-18 na okraji ložiska) do 9,40 m (Po-21), kým nadložný sloj dosahuje 1,30 m (Po-8) až 8,10 m (Po-1) hrúbky. Vzdialenosť medzi slojmi je 50—80 m, pričom medzislojové partie tvoria prevažne íly. Iba v niektorých prípadoch sa objavujú vložky tufitov.

Oba sloje predstavujú hnedé uhlie, ktoré geneticky patrí do skupiny humitov tmavej až tmavo-hnedej farby. Z humitických typov sú tu detrity a xylity. Na vrstevných ploškách možno pozorovať drobnú mikrotektoniku, ílovité povlaky s odtlačkami rastlín a vtrúseninami tufitu, resp. pyritových zrníek; vložky piesčitých tufitov a jemnopiesčitých ílov. Východiacim materiálom hnedouhoľných slojov boli vyššie organizované suchozemské až bažinaté rastliny, sedimentované v akvatickom a subakvatickom prostredí.

Základnú hmotu tvorí detritit a xylinit. Detritit má farbu hnedočervenú a je prevažne izotrópny; obsahuje drobné úlomky xylinitu, prípadne sa s ním strieda v tenkých pásiokoch. Xylinit má farbu žltú až svetlohnedú a obsahuje primárne uloženiny rezinitu. Z vložiek pozorovať exinit v podobe kutitu a makrospór. Častým je i fuzinit s vysokou odrazovou schopnosťou. Zo sklerotinitu sa žistili *Sclerotites brandoninanus* a *Scl. cavatoglobosus*.

Nerastnú prímes v uhlí tvoria inkrustácie pyritu v podobe drobných zrníek, melnikovit, vulkanické sklo, kremeň, živce, a ílovitý materiál, pravdepodobne kaolínové zrná. Podľa petrografických a chemických rozborov je uhlie v podhradskom poli vhodnou surovinou pre energo-technologické ciele a pre drobných spotrebiteľov. Podľa stupňa preuhoľnenia patrí k hemi — až ortofáze v poradí: Po-21 hnedouhoľná hemifáza s náznakmi ortofázy; Po-1, 8, 10, 13, 15, 19 hnedouhoľná ortofáza; Po-11 hnedouhoľná ortofáza až hemifáza.

Ak predpokladáme rovnaké podmienky vzniku ložiska, mal by stupeň preuhoľnenia byť v oblasti Podhradia rovnaký. V skutočnosti však nie je tak. Príčinu musíme hľadať v rôznych úložných pomeroch, a najmä v tektonických podmienkach, ktoré pravdepodobne už pri vzniku diferencovali ložisko, najmä čo do obsahu kvalitatívneho zastúpenia uhoľných vložiek prítomnosťou rôznych mikroorganizmov a humínových kyselín. Pravda, na stupeň preuhoľnenia vplývala nielen zložka tlaková (nadm. íly a vulkanity), ale i tepelná, petrografický charakter



a chemické zloženie okolitých hornín, predovšetkým na tesnom styku s uhlím. Zistila sa závažná skutočnosť, že tektonicky porušené nadložie pri opakovanej vulkanickej činnosti umožňuje rýchlejšiu akumuláciu tepla na veľkých plochách, čím sa zvyšuje stupeň preuhoľnenia.

Pre ilustráciu uvádzame niektoré základné parametre chemizmu uhlia na Podhradí:

W <sub>P</sub>	19,37—34,14 %	S vš.	1,05 —4,70 %
A <sub>s</sub>	14,60—38,95 %	As	0,0077—0,0144 %
Q n/p	2,939—3.950 kcal/kg	P	stopy—0,0087 %

Semikvantitatívnym spektrálnym rozborom stanovil sa obsah Ge na dvoch vrtoch radove na 10—4 % a stopy, čiže v menšom množstve než na nováckom ložisku.

Priamym *nadložím* uhoľného sloja sú íly piesčité, až slienité, lokálne premiešané s tufitickým materiálom, alebo s vlastnými pyroklastikami. Íly majú farbu sivú, až tmavosivú, s ojedinelou piesčitou lamináciou. V niektorých partiách, kde pozorovať náznaky epihydrotermálnej premeny, dostávajú zelenkastý odtieň. Rozpad ílovitého súvrstvia je kusovitý až hrudkovitý, s miskovitou odlučnosťou. Mocnosť celého súvrstvia dosahuje niekoľko 10 m. V niektorých prípadoch pozorovať i prechody do ílov s piesčitou lamináciou. Pri styku s vodou celé súvrstvie silne napučiaava, čím sa stláča vrtná sonda. Je to materiál nevhodný na raziene bankých diel.

Na fosílie sú tieto vrstvy veľmi chudobné. Zriedka sa v nich pozorovali úlomky planorbisov a preplavené globigeriny. V ílovitom súvrství objavovali sa lokálne aj preuhoľnatené zvyšky rastlín a uhoľné vložky.

Sedimentárno-petrografickým rozborom stanovené priemerné komponenty:

karbonátosť	6,00—20,00 %	rudné minerály	20,8 %
ľahká frakcia	85,80—99,80 %	limonit	1,1 %
ťažká frakcia	0,20—14,20 %	zirkón	16,9 %
apatit	1,1 %	biotit	8,5 %
amfibol	1,1 %	pyrit	26,9 %
granáty	1,7 %	chlorit	15,7 %
hyperstén	+	turmalín	2,8 %
rutil	3,4 %		

Akcesoricky býva prítomný i kremeň, u ílov tufitického charakteru vulkanické sklo a živce. Pyrit sa koncentruje v pelitických partiách bez prítomnosti vulkanických komponentov.

Obsah karbonátov závisí od prítomnosti vulkanickej zložky; nepresahuje však 20 %, čo by podľa Mišikovej klasifikácie odpovedalo *strednoslienitým sedimentom*. Zvyšujúci sa obsah karbonátosti má za následok znižovanie obsahu vulkanických komponentov.

Vložky tufitických hornín, ktoré sa zriedkavo objavujú v nadložnom ílovitom súvrství, reprezentujú tzv. medzivulkanické obdobie (Po-8, 13, 19, 21 atď.). Sú to prevažne sivé, až sivožltkasté jemnozrnné tufity s hojným obsahom hypersténu (až 90 %), limonitu, granátov, biotitu a iných minerálov.

V nadloží ílovitého súvrstvia na cígeľskej strane handlovského ložiska priamo na hlavnom sloji leží súvrstvie štrkozlepencov — tzv. *biele štrky*. Stratigraficky



sa tento horizont zaraďuje s produktmi nadložného vulkanizmu do sarmatu. Biele štrky predstavujú význačnú formáciu, ktorá je v podloží produktov II. vulkanickej fázy pohoria Vtáčnik. Sú tvorené skoro výhradne mezozoickými a kryštalickými komponentmi (vápence, dolomity, žula, kryštalické bridlice, kremence) s pomerne malým množstvom andezitového materiálu. Tmel je ílovito-piesčitý, až tufitický. Súdržnosť materiálu sa mení horizontálne a vertikálne od štrkov po zlepenec, až ílovité zlepenec, pričom veľkosť valúnov dosahuje až 1,0 m. Banskými prácami na Cígli sa zistilo, že andezitové balvany tvoria v tomto súvrství klinovité výplne doznievajúcej sarmatskej a pravdepodobne i mladšej tektoniky. Mocnosť celého súvrstvia dosahuje aj niekoľko 10 m.

Pri vrtnom prieskume na Podhradí zistili sa polohy bielych štrkov na vrtoch Po-1, 2, 4, 5, 11 až 21 a Po-25. Ide prevažne o sedimenty karbonátového detritu, zanášané do jazera v období zániku jazerneho hladiny v Hornonitrianskej kotline. Táto formácia zarovnala povrch kotliny a leží na erodovanom ílovitom súvrství alebo i na uhlí, resp. na produktoch podložného vulkanizmu (Po-16). Nejde tu však o eróziu v pravom slova zmysle, ako sa javí pri vrtnom prieskume, hoci v niektorých prípadoch na odkryvoch môžeme pozorovať skutočnú eróziu. Vrstvy štrkov majú nepravidelné laločnaté ohraničenie a na niektorých miestach sú aj denudované.

*Produkty nadložného vulkanizmu.* Ešte v čase usadzovania vrchnej časti štrkových vrstiev v širšej oblasti pohoria Vtáčnik začína vulkanická činnosť II. fázy, ktorá prerušila sedimentáciu bielych štrkov. Erupcie mali vysoký explozívny koeficient, čo je charakteristické pre orogénny vulkanizmus. Sukcesia jednotlivých produktov nadložného vulkanizmu v celej oblasti centrálného Vtáčnika sa podľa S l á v i k a (1958) javí takto: ryolitový vulkanizmus, amfibolicko-andezitový vulkanizmus, vulkanizmus bazaltoidného andezitu a pyroxenicko-andezitový.

V oblasti Podhradia sa najmohutnejšie uplatnil vulkanizmus pyroxenického andezitu, ktorý podmienil vznik hlavnej masy pohoria Vtáčnik. Táto fáza vulkanizmu začala erupciou tufov, po ktorej nasledovala silná explózia tufobrekcií s prechodom do výlevov pyroxenického andezitu. Výlevy boli prerušené epizodickými erupciami brekciovitých pyroklastík, ktoré takto rozdeľujú vulkanizmus PA na dva mohutné lávové prúdy, z ktorých horný je mohutnejší i hojnejší. Uprostred týchto uloženín nachádzame vulkanický materiál, nesúvisiaci s vulkanizmom PA. Ide o explózie trachytoidného monofyrického andezitu, ktoré vytvorili polohy brekcií medzi vrtni Po-3 a Po-5. Do obdobia tohto vulkanizmu môžeme datovať i vytvorenie tufobrekcie amfibolického dacitu na Krivej skale medzi vrtni Po-12, 8, 14 a Po-4.

Pyroxenický andezit predstavuje horninu sivej, tmavosivej i ružovkastej farby. U partií, kde sú náznaky premeny, má zelenkastý odtieň. Odľučnosť horniny je stĺpovitá a doskovitá; mocnosť lávového prúdu dosahuje i 100 m. Petrograficky má pyroxenický andezit štruktúru porfyrickú, základná hmota býva prevažne mikrolitická, niekedy s magnetitovými zrnami. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas, hyperstén, menej živce a magnetit. Akcesoricky pozorovať apatit. U andezitov, ktoré postihla hydrotermálna premena, vyskytuje sa sekundárny sericit a chlorit. U tufobrekcií pyroxenických andezitov bola zistená vitroklastická štruktúra. Na stavbe horniny sa



zúčastňujú prevažne živce, vulkanické sklo, pyroxén, amfibol, biotit, miestami oxydy Fe, ojedinele zrnká magnetitu a akcesoricky zirkón a apatit. U tufov a tufitov sa hojne objavuje amfibol, takže tieto horniny sú vlastne produktami amfibolických dacitov (Slávik 1958).

Monofyrický andezit (trachytoidný andezit Čechoviča) vytvára nepatrný lávový jazyk, vystupujúci na povrch JZ od obce Podhradie; na ňom sú brekciovité pyroklastiká toho istého petrografického typu. Dnes produkty tejto vulkanickej činnosti budujú západný svah kóty Úboč (599,8). Výskyt monofyrického andezitu na Podhradí má po geologickej stránke veľký význam, lebo na základe jeho pozície voči ostatným produktom vulkanizmu možno zaujať správne stanovisko o jeho sukcesii voči ostatným druhom andezitov. Na produktoch vulkanickej činnosti monofyrického andezitu ležia amfibolické dacity, ktoré môžeme utrzkovite pozorovať od obce Sebedražie až do oblasti Podhradie.

K najmladším útvarom tejto oblasti rátame náplavy potokov, sutiny a lesnú pôdu. Sutinový materiál tvorí prevažne andezitový detrit rôznej veľkosti. Najzreteľnejšie sa prejavuje na pasienkoch pri okrajoch lesných porastov, kde hlavne v zárezoch potokov detritus i tmeliaca hmota je prevažne piesčitá a ílovitá s premiešanou hlinou. V údoliach majú sutiny kužeľovitý charakter.

### Tektonika

Horizontálna ustálenosť podložných hornín a tesná spätosť hlavného (spodného) sloja s charakteristickým podložíom poukazuje na to, že v začiatkoch vzniku uhľotvorného bazénu na území dnešného handlovského ložiska neexistovali blokové pohyby, ktoré sa začali prejavovať až v čase tvorby uhoľného sloja. Podstatný vplyv na tektonické formovanie ložiska mali blokové pohyby po vytvorení sloja. Z lokálneho vývoja nadložného sloja možno usudzovať, že pohyby jednotlivých tektonických krých mali premenlivú rýchlosť, pričom krustálne pohyby prebiehali v jazernom prostredí za nerušenej pelitickej (ílovitej) sedimentácie. Iba zriedkavé výskyt piesčitých a tufitických preplástkov, ale aj nadložný sloj vďaka za svoje vznik priaznivému subsidenčnému režimu na tektonických kryhách.

Najintenzívnejšie pohyby sa odohrali v posledných fázach sedimentácie ílovitého súvrstvia; potom nastala konsolidácia poklesových pohybov a ich úplné doznenie, takže biele štrky na ložisku sedimentovali v období skoro úplného tektonického pokoja. Na celom handlovskom ložisku sa zatiaľ nezbadalo zasahovanie tektonických pohybov do produktov nadložného vulkanizmu; pravda, doznievanie nadložnej vulkanickej fázy pohoria Vtáčnik, ako ukázali banské práce na Cígli, odrazilo sa v niektorých prípadoch vo formácii bielych štrkov, kde vplyvom nepatrného obnovenia starších zlomov došlo k ich vyhojeniu novým materiálom. Na Podhradí majú tektonické línie hlavný smer SV—JZ; naň naväzujú pod ostrým uhlom dislokácie súklonné alebo protiklonné ako podružné. Výrazná dislokácia, ktorá oddeľuje oblasť Podhradie od ťažobného priestoru VBH, má maximálnu výšku skoku 55 m, čo potvrdili aj banské práce v južnom poli.



## Záver

Výsledky predbežného prieskumu v oblasti Podhardia sa z hľadiska vývoja uhoľných slojov ukázali priaznivými. Získali sa tu dodatočné zásoby kvalitného hnedého uhlia, ktoré treba overiť podrobným prieskumom. V tejto prieskumnej etape sa kladie hlavný dôraz na banské práce, aby sa detailne overili úložné pomery sloja, jeho kvalitatívne vlastnosti, a tým stanovilo i priemyselné využitie. Tým by sa získali i nové geologické poznatky, ktoré by sa dali aplikovať na ostatné neovulkanické oblasti širšieho okolia handlovského ložiska.

Okrem *uholného sloja* sa v oblasti Podhradia vyskytujú aj iné nerastné suroviny, hlavne *andezity*, prípadne *ily* v nadloží uhoľného sloja. Využitie ílového materiálu ako primiešaniny, prípadne vlastnej suroviny na priemyselné spracovanie prichádzalo by do úvahy pri razení banských prác, ak, pravda, budú priaznivé technologické výsledky z haldoviska. Túto možnosť spomínam preto, že obdobný pokus sa robil z nováčkových nadložných ílov, kde priemyselné využitie ílov ako prímеси do uhoľného popolčeka ukázalo sa na základe pokusov veľmi priaznivým. Z iných hornín ako nerastné suroviny prichádzajú do úvahy *andezity*, ktorých je v oblasti Podhradia dostatok. Andezitové kameňolomy v tejto oblasti sú koncentrované nad obcou Malá Lehota a Podhradie; všetky sú v pyroxenickom andezite. Okrem drte a štetového materiálu ťaží sa tu ušľachtilý kameň, ktorý sa láme na kocky rozličných rozmerov a cestné obrubníky.

## LITERATÚRA

- [1] Bartek V., 1960: Záverečná zpráva o predbežnom prieskume v oblasti Podhradie. Archív GP, Žilina. — [2] Cmuntová M., 1958: Mikropaleontologické vyhodnotenie Porvtov na Podhradí. Rukopis. — [3] Čechovič V., 1933: Nástin petrografického složení a úložných poměrů třetihorních vyvřelin v Handlovské uhelní pánvi. Věst. SGÚ IX/3—4. — [4] Čechovič V., 1938: Zpráva o geologickom mapovaní v okolí Handlovej v r. 1937. Rukopis. — [5] Čechovič V., 1950: Geologické pomery Handlovskej a Nováckej uhoľnej panvy. Geol. sborník II/3, 4. — [6] Čechovič V., 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zošit 53. — [7] Gašparík J. — Slávik J. — Lacko L., 1959: Zpráva základného geologického výskumu za r. 1957. Oblasť Vtáčnik a príľahlé územie. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [8] Gašparík J., 1959: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Košom, Zemianskými Kostoľanmi a Podhradím. Geol. práce, Zošit 53. — [9] Seneš J., 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín Horného Ponitria. Geol. práce, Zošit 53. — [10] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika I. fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. práce, Zošit 53. — [11] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika II. vulkanickej fázy v pohorí Vtáčnik. Geol. práce, Zošit 53. — [12] Slávik J., 1959: Geomorfologický vývoj severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik a príľahlých oblastí. Geol. práce, Zošit 55. — [13] Šmigiel'ska T., 1959: Spracovanie zvyškov rýb z okolia Prievidza. Geol. práce, Zošit 53. — [14] Vági H. — Horáková M., 1959—1960: Petrografické a sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vrto v na Podhradí. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [15] Vavro J. — Brodňanová E., 1958—1960: Uhoľno-petrografické rozboru uhlia na Po-vrtoch na probléme Podhradie. Rukopis; Archív GP, Žilina.



JÁN BYSTRICKÝ—IGOR TOMKO

## VYSOKOPERCENTNÉ VÁPENCE SLOVENSKEHO KRASU

### Úvod

Málo rozvinutý priemysel na Slovensku a odľahlosť od komunikačných tepien boli v minulosti príčinou, že najmohutnejší komplex vysokopercentných vápencov Západných Karpát, reprezentovaný triasom Slovenského krasu nebol predmetom geologického výskumu. Jediný kameňolom v Gombaseku, založený v roku 1905 bývalou Rimamuránskou spoločnosťou, mohol kryť všetky požiadavky vtedajších železiarní, cukrovarov a stavebníctva. Až po oslobodení, a najmä v posledných desiatich rokoch rozvinul sa geologický výskum a prieskum tohto pohoria natoľko, že nateraz patrí medzi najlepšie preskúmané pohoria Slovenska. Popri nových stratigraficko-paleontologických, litologických a tektonických poznatkoch získal sa aj prehľad o jeho nerastných surovinách, o rozšírení a kvalite sedimentárnych ložísk hematitov, anhydritu a sadrovca, o možnostiach využitia slienito-vápencového súvrstvia kampilu pre cementárske ciele a najmä o vysokopercentných vápencoch.

### Vápence „wettersteinského typu”

Z hľadiska primyselného využitia najvýznamnejšie sú svetlé vápence rozličných petrografických štruktúr, ktoré (s prihliadnutím na celkový vývin a väčší stratigrafický rozsah, než je u wettersteinských vápencov s. s.) sa v praxi označujú ako *vápence wettersteinského typu*. Zahrňujú vrchný anis (pelson-ilýr), celý ladin a karn a v severných oblastiach aj podstatnú časť noru. Ich spoločným znakom je organodetritický, organodetriticko-kalový charakter s častým vytriedením detritického materiálu bez terigénnych prímiesí. Lokálne tmavšie zafarbenie najmä u vápencov ladinu spôsobuje zvýšený obsah bituménu.



V literatúre sa tento typ vápencov často označuje ako „rifové vápence“, hoci už P i a poukázal na nevhodnosť tohto označenia pre diploporové vápence triasu. Diploporý totiž vzhľadom na to, že ich ryzoidálna časť stielky, ktorou sa upevňovali k podkladu, nebola inkrustovaná uhličitanom vápenatým, nemohli vytvárať rífy. Ich vápnité schránky po odumretí organizmu klesali na dno, vlnením i prúdmi sa premiestňovali a spolu s detritom iných organizmov a vápencov sa vytriedili a uložili do vrstvičiek. Koraly vyskytujú sa v týchto vápencoch len zriedkavo; ani v jednom prípade sa nenašli ich trsy, ktoré by poukazovali na zastúpenie rifového vývinu.

Z petrografického charakteru svetlých masívnych vápencov i podľa výskytu hojných dasykladaceí možno usudzovať na veľmi malú hĺbku sedimentačného prostredia (10–50 m) a značnú vzdialenosť od pobrežia. V dobre presvetlených a prevzdušnených vodách vytvárali riasy husté porasty („trávniky“), slúžiace za potravu gastropódom; miestami takéto porasty vytvárali echinodermy, v ktorých žili zasa najmä brachiopódy.

Značná mocnosť komplexu svetlých masívnych vápencov (700–1500 m) a ich plytkovodný charakter svedčia o sústavnom a pomalom klesaní dna sedimentačnej panvy. Pravdepodobne nezmenené batymetrické pomery boli aj počas sedimentácie schreyeralmských vápencov, tmavých lavicovitých vápencov a norických vápencov halstattského typu s endostratickými brekciami. Intenzívny stredotriasový vulkanizmus pohoria Bükk prejavuje sa v sedimentačnom priestore Slovenského krasu polohami tufov a tufitov v spodnej časti tmavých rohovcových vápencov spodného ladinu.

#### *Chemicko-technologická charakteristika vysokopercených vápencov*

Svetlé vápence vrchného anisu obsahujú často nepravidelné polohy a šošovky dolomitov rôznej stratigrafickej výšky, a preto aj ich exploatácia i zabezpečenie väčšieho množstva zásob je problematické, hoci z hľadiska vývinu i chemizmu ide o vápence zhodné s wettersteinskými vápencami a možno ich klasifikovať ako vysokopercené (Lipovník – kameňolom).

Preto súvrstvie svetlých vápencov vrchného anisu sa kvalitatívne nesledovalo, a prieskum sa zamerával skoro výlučne na mohutný komplex wettersteinských vápencov s. s., ktorý napriek istej faciálnej pestrosti (vápence svetlé, šedé, tmavé), veľkému počtu primárnych i sekundárnych štruktúrnych typov (kalové, organodetrítico-kalové, organodetrítické, krustifikačné atď.) je chemicky pomerne dosť stabilný. Na rozdiel od predchádzajúceho súvrstvia vyskytujú sa dolomity iba na obmedzených priestoroch najjužnejšej jednotky (inde iba sporadicky), takže ich vplyv na kvalitu súvrstvia je nepatrný.

Najrozšírenejší litologický typ – svetlé masívne organodetrítico-kalové vápence majú toto chemické zloženie:  $\text{SiO}_2$  – 0,85;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,73;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,06;  $\text{FeO}$  – 0,15;  $\text{Fe}$  – 0,15;  $\text{CaO}$  –



54,09; Mg — 1,17; TiO<sub>2</sub> — 0,011; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,027; MnO — 0,013; SO<sub>3</sub> — 0,15; CO<sub>2</sub> — 42,64; Cu — 0,026; NaO — st., K<sub>2</sub>O — st.; spolu 99,92 % (Včeláre, vrt Vč-16; 75–76 mm).

Polohy tmavých až čiernych masivných vápencov, miestami organodetrítickej štruktúry, so sekundárnym kalcitovým žilkovaním, ktoré vystupujú v mase svetlých vápencov majú toto chemické zloženie: SiO<sub>2</sub> — 0,39; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,52; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,34; FeO — 0,06; Fe — 0,29; CaO — 55,15; MgO — 0,60; TiO<sub>2</sub> — 0,008; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,012; MnO — 0,019; SO<sub>3</sub> — 0,08; CO<sub>2</sub> — 42,72; Na<sub>2</sub>O — 0,02; K<sub>2</sub>O — 0,01; Cu — 0,003; Ba — st., Pb — st., V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — st.; spolu 99,94 % (Včeláre, vrt Vč-16; 121,5–122,4 m).

Vápence rôznych farebných odtieňov a primárnych štruktúr sú často prestúpené žilkami kalcitu bielej i ružovej farby; miestami sú v nich serkvioxydy vo forme jemných povlakov červenej farby, alebo vápnito-ílovité „žilky“ pestrých farieb neobjasnenej genézy. Zloženie týchto typov závisí od kvantitatívneho zastúpenia spomenutých zložiek, a preto je veľmi variabilné. Podľa analýz z ložiska Včeláre možno však aj tento typ zahrnúť ešte k vysokoperceným vápencom.

Ložisko: Včeláre		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
štólňa — 5	1–6	0,99	0,64	0,23	54,21	0,71
— 5	100–104	1,27	0,94	0,38	53,56	0,82
prekop I — 8	17–20	1,61	1,70	0,76	52,76	0,48
Ložisko: Drienovec						
Vrt 6–12	263–281	1,04	0,52	0,27	54,50	0,82
6–14	14–15	1,26	0,51	0,82	51,70	1,44
Ložisko: Gombasek						
Vrt — 10	5–10	1,35	0,25	0,21	54,69	0,44
— 11	6–12	1,01	0,06	0,17	54,50	0,61

Vápence, intenzívne prestúpené vápnito-ílovitými „žilkami“ pestrých farieb, môžu mať lokálne nepriaznivý chemizmus s vyšším obsahom SiO<sub>2</sub>, ale ich kvantitatívne zastúpenie (Včeláre) je oproti vyšším typom podstatne menšie.

Jednotlivé litologické typy vystupujú v súvrství wettersteinských vápencov v rôznom pomere a v rôznej stratigrafickej alebo tektonickej pozícii; ich nepravidelné rozloženie a kvantitatívne zastúpenie neovplyvňuje však v podstate chemizmus súvrstvia a neprejavuje sa ani variabilitou chemického zloženia.

Lokálne výkyvy v chemizme vplyvom primárneho zvýšenia obsahu SiO<sub>2</sub> na úkor CaO možno očakávať v bazálnych častiach wettersteinských vápencov, najmä tam, kde v ich podloží sú šedé lavicovité vápence, miestami s rohovcami, alebo ak ich wettersteinské vápence laterálne nahrádzujú. Zvýšený obsah SiO<sub>2</sub> sa doposiaľ geneticky neobjasnil; pravdepodobne však ide sčasti o SiO<sub>2</sub> — podobne ako u rohovcových vápencov — organického pôvodu, sčasti jeho zdrojom mohol byť aj tufový materiál strednotriasového vulkanizmu.



Chemické zloženie *tmavosivých vápencov s rohovcami* v podloží ložiska Drienovec je:

		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Výlom DV-1	0-1	21,34	0,75	0,56	41,39	1,76
"	7-9	8,56	1,18	0,48	48,53	1,38
"	9-10	24,42	0,78	0,37	40,02	1,44
"	16-18	5,68	1,79	0,64	49,78	1,10
DV-2	0-10	11,15	0,25	0,82	48,56	0,41
DV-3	0-5	5,63	0,67	0,91	51,28	0,33
"	5-11	8,76	0,58	1,04	49,09	0,52
"	16-17	13,64	0,18	0,78	47,34	0,22

Stabilnosť chemického zloženia vápencov zastúpených v súvrství wettersteinského typu (overené ca 3500 analýzami z ložiska Včeláre, Drienovec a Gombasek), možno teda aplikovať v regionálnom meradle na celú oblasť Slovenského krasu.

Výkyvy obsahu SiO<sub>2</sub> a CaO nie sú spôsobené primárnou diferenciáciou chemického zloženia vápencov, ale sekundárnym znečistením, ktoré sa viaže na dislokácie, poruchové pásma a s nimi geneticky späté skrasovatenia. Dislokačné plochy často doprevádza plastický tektonický íl červenej farby, krasové priestory zasa vyplňujú rôznorodé sedimenty (štrky, piesky, íly). Petrografickú rozmanitosť uvedených heterogénnych sedimentov charakterizujú aj chemické analýzy s variabilným obsahom jednotlivých komponentov

Ložisko: Včeláre						
	Hĺbka	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Štôlna-4	31,0-36,0	35,08	13,77	5,96	19,91	1,13
Št-5	0,0- 2,0	66,34	16,28	1,80	4,27	0,26
prekop II.	roznr. na J					
Št-5		46,88	16,59	5,24	8,83	1,32
prekop II.						
Št-7	42,0-45,0	32,46	12,17	4,07	23,49	0,91
Št-9	17,0-18,0	48,86	6,12	3,64	20,86	0,34
Št-9	36,0-38,0	41,32	10,87	4,46	20,78	0,73
Št-10	79,7-81,0	32,04	10,29	4,77	25,92	0,88
Ložisko: Drienovec						
Vrt 6-12	281,0-281,5					
Ložisko: Gombasek						
Bod G-1	lomová stena	25,78	12,26	5,26	27,58	0,68
G-2	"	56,68	20,59	5,43	1,05	1,23
G-3	"	56,43	18,42	2,96	3,89	1,42
G-4	"	49,54	21,23	9,21	0,99	0,97



Tabuľka 1.

Ložisko: Včeláre

	Hĺbka	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Vrt Vč-1	0— 85,00	0,22	0,22	—	54,71	—
Vč-3	0—300,10	0,89	0,77	0,24	54,81	0,34
Vč-4a	0—230,00	0,42	0,33	0,23	55,95	0,63
Vč-5	0— 83,00	1,13	0,73	—	54,65	—
Vč-6	0—190,00	0,40	0,48	—	54,83	—
Vč-7a	0—150,00	0,40	0,28	0,17	55,00	0,72
Vč-10	0—162,00	0,37	0,32	0,14	55,28	0,68
Vč-16	0—178,00	0,26	0,42	0,10	55,24	0,78
Štôľňa 1	1—150,00	1,52	0,82	0,28	54,23	0,97
Št-2	0—251,00	0,98	0,90	0,30	54,38	0,72
Št-3	0— 71,00	1,48	0,89	0,53	54,01	0,47
Št-5	0—211,70	1,12	0,66	0,25	54,20	0,51
Št-6	0—100,00	1,47	1,06	0,45	53,18	0,67
Št-8	0—200,70	0,94	0,67	0,26	54,40	0,56
Št-10	0—149,80	1,73	0,88	0,35	53,63	0,33
Ložisko: Drienovec						
Vrt 6—10	0—173,00	0,84	0,75	0,22	54,80	0,19
V-6—11	0—340,00	1,48	0,83	0,33	54,55	0,18
V-6—12	1—322,30	1,09	0,74	0,34	54,15	0,73
V-6—13	0—210,00	1,41	0,67	—	54,48	0,39
V-6—14	0—385,80	0,53	0,29	—	55,20	0,53
V-6—15	0—325,00	0,72	0,72	—	54,51	0,52
V-6—17	0—170,10	0,64	0,41	0,18	54,22	0,73
Ložisko: Gombasek						
Vrt č. 1	0— 90,00	0,32	0,12	0,31	54,87	0,46
2 A	0—100,00	0,83	0,28	0,12	54,25	1,07
3	0—140,00	0,54	0,16	0,13	54,79	0,56
6	0—101,00	1,26	0,18	0,14	54,17	0,99
7	0—180,00	0,19	0,19	0,09	55,12	0,48
8	0—200,00	0,65	0,23	0,13	55,04	0,48
9	0— 40,00	0,82	0,13	0,12	54,52	1,01
10	0—160,00	0,34	0,18	0,11	55,11	0,59
11	0—130,00	0,78	0,29	0,11	54,74	0,63
12a	0—154,00	0,41	0,49	0,11	54,75	0,58
13	0—110,00	0,31	0,25	0,14	54,64	0,36
14	0,5— 30,00	0,53	0,34	0,16	54,74	0,51
Štôľňa 1	0— 80,00	0,66	0,42	0,13	55,06	0,36
Št-4	0—170,00	0,54	0,21	0,21	54,92	0,51



Celý komplex wettersteinských vápencov Slovenského krasu je prestúpený zložitým systémom pozdĺžnych a priečných dislokácií a na ne sa viažúcimi krasovými fenoménmi. Preto aj jeho kvalitatívne parametre ako priemyselnej suroviny závisia od intenzity tektonického porušenia a rozsahu skrasovatenia. Skrasovatenie má v Slovenskom krase regionálny charakter, dáva celému pohoriu špecifický ráz a ovplyvňuje možnosť exploatacie vápencov; preto mu treba venovať oveľa väčšiu pozornosť než vlastnej kvalite wettersteinských vápencov. Objasnenie vzniku hlavných i sekundárnych tektonických štruktúr je pri monotónnom vývine komplexu wettersteinských vápencov vo všetkých tektonických jednotkách veľmi sťažené a bez podrobného stratigrafického a mikrotektonického štúdia skoro nemožné.

### Záver

Slovenský kras, najmä jeho centrálna a východná časť, poskytuje bohaté zásoby vysokopercentných vápencov. Exploatačné podmienky vzhľadom na reliéf, veľkú mocnosť produktívneho komplexu a priaznivú komunikačnú sieť sú veľmi výhodné aj pre založenie veľkolomov s mechanizovanou ťažbou. Vysokopercentné vápence Slovenského krasu vzhľadom na svoje chemicko-technologické vlastnosti sú vhodnou surovinou pre spracovanie v chemickom, hutníckom a potravinárskom priemysle, ako aj v stavebníctve; balastný odpad možno použiť ako korekčnú cementársku surovinu.



ANTON PORÚBSKÝ

## HYDROGEOLOGICKÉ POMERY DUNAJSKÉHO ÚZEMIA MEDZI KOMÁRNOM A CHLABOU

(Nemecké resumé)

### Úvod

V posledných rokoch uskutočňuje sa na území zasiahnutom Dunajom hydrogeologický výskum a prieskum. Dolná časť Dunaja s prilahlým územím v oblasti Komárno—Štúrovo—Chľaba, poľažne územie sútokov riek Váhu—Hrona a Ipla s Dunajom, je dnes pomerne dobre hydrogeologicky známa, najmä vďaka plánuvanej výstavbe vodného diela Duna III — Nagymaros. Geologickú, tektonickú a geomorfologickú stavbu územia študovali do r. 1962 početní geológovia nemeckí, rakúski, československí a maďarskí. V novšej dobe boli to hlavne Andrusov, Šáleková, Ivan, Čechovič, Seneš, Buday, Dlabač, Janáček, Cílek, Vaškovský, Gašparík, Brodňan, Matula, Nemčok, Mišík, Mach a iní. Z hydrogeológov na území pracovali hlavne: Porubský, Myslíl, Bujalka, Tužinský, Frankovič; z geomorfológov Lukniš, Mazúr; z vodárenských odborníkov Dub, Duba, Supek; z geochemikov Drobáň, Pavúr a hlavne Lacko.

### Morfologická charakteristika územia

Územie sútokov Váhu—Hrona—Ipla s Dunajom zaberá celú východnú časť Podunajskej nížiny, vrátane dielčích kotlín: Komárňanskej a Kravansko-ostrihomskej. Rozprestiera sa na ľavej strane Dunaja pozdĺž jeho toku V od Komárna, cez Ižu, Kravany, Obid, Štúrovo, Chľabu až po sútok Ipla s Dunajom. Podľa geologicko-morfologickej stavby vzhľadom na hydrogeologické pomery tvorí toto územie viac charakteristických geologicko-hydrogeologických celkov:

1. *Oblasť Komárno—sútok Nitry s Váhom a Váhu s Dunajom* zaberá územie vlastného mesta Komárna s nadmorskou výškou od 106—111 m, pravú stranu Váhodunaja od sútoku s Nitrou až po ich spoločné vyústenie do Dunaja. Územie je morfologicky nejednotné, rozbrázdnené starými korytami Dunaja, Váhu a v novšej dobe aj odvodňovacími kanálmi, ktoré odvádzajú prebytočnú podzemnú vodu dolného Žitného ostrova do Váhu. Pred vybudovaním ochranných hrádzí povodňové vody Dunaja i Váhu často zaplavovali mesto i jeho okolie.



2. *Oblasť Iža—Žitavská Tôň* ohraničuje na J Dunaj, na V obec Moča, na S cesta Moča—Marcelová—Chotín, a odtiaľ rieka Nitra na Z až ku korytu Váhu. Toto územie má dva výškové celky, a to nízko položenú časť — alúvium medzi Komárnom a Žitavskou Tňou (priemerná výška 109 m n. m.) a vyššie položenú S a V od Žitavskej Tňi, s množstvom starých piesčitých dún až po Moču (115—118 m). V Moči a ďalej na V územie znova klesá na kótu 109. Koncom pliocénu vytvorila sa na území S od Komárna mohutná depresia, zaplavovaná vodami Váhu, Nitry a Žitavy, ktoré sa na rozhraní neogénu a kvartéru spojili s vodami Dunaja. Váh spolu s Malým Dunajom tvorí nielen geografickú, ale aj geologicko-morfologickú a hydrogeologickú hranicu medzi dvoma význačnými celkami čl. úseku Dunaja. Na tomto území všetky rieky počas kvartéru voľne meandrovali v spleti početných ramien, pričom menili i svoje hlavné korytá. Aj Dunaj počiatkom kvartéru tiekol oveľa vyššie na S než dnes. Hlavným riečištom Dunaja bolo terajšie koryto Malého Dunaja, ktorý tiekol od Kolárova smerom na Martovce, Chotín, Marcelovú atď. až po Belanské kopce k Štúrovu a do Chľabskej prery Dôkazom toho sú staršie terasy, popísané Hromádkom, Luknišom, Mazúrom a Dlabačom.

3. *Oblasť kravansko-obidská* predstavuje územie údolnej nivy na ľavej strane Dunaja, ktorý je jej južnou hranicou. Z východu, severu a západu ju ohraničuje výrazne vystupujúca staršia dunajská terasa, prebiehajúca na spojnici obcí Moča—Búč—Obid a pred Štúrovom sa primkýňa k Dunaju. Údolná niva smerom od Dunaja na sever k terase mierne klesá (na 105 až 110 m). Celé územie je súčasťou veľkej kotliny kravansko-ostrihomskej, málo zvlnenej a miestami močaritej. Povrch staršej dunajskej terasy (pravdepodobne riss) je 15—20 m nad údolnou nivou a má tiež rovinný charakter, zvlnený pôsobením vetrov a eróziou menších potokov. Terasa sa k S mierne dvíha a končí pod svahmi Belanských kopcov, asi 5—6 km od Dunaja.

4. *Oblasť Štúrova a sútok Hrona s Dunajom* ohraničuje z juhu koryto Dunaja, zo západu Boží kopec s kótou 132, ďalej na S a SV staršia vyššia dunajská terasa k obci Kamenný Most a ľavý strmý svah údolia Hrona až po jeho vyústenie do Dunaja. Územie charakterizuje vcelku mierne zvlnená rovinná údolná niva (106—110 m n. m.) s výraznejšími depresiami na povrchu. Tieto majú veľmi nepravidelný priebeh a predstavujú poväčšine pozostatky starých koryt, ramien a meandrov Hrona. Na S od Dunaja stúpa územie mierne k nižším terasovým stupňom (110 až 113 m n. m.). Na tomto stupni je vybudované aj Štúrovo a Nana. Na SZ až Z prechádza územie do morfoloicky výraznejšej dunajskej terasy (120—131 m n. m.). Terasové stupne končia na južných svahoch Belanských kopcov (135—250 m n. m.). Ľavú stranu Hrona uzavierajú strmé svahy Kováčovských kopcov. Malá aluviálna niva je ešte pri sútoku Hrona s Dunajom, na ktorej Hron veľmi živo meandruje.

5. *Oblasť Chľaba—sútok Ipla s Dunajom* je najmenšia, ohraničená Dunajom, sútokom Ipla s Dunajom, korytom Ipla a svahmi Kováčovských kopcov. Terén oblasti je rôznorodý. Na malom ostrohu medzi sútokom Ipla s Dunajom sa rozprestiera dunajsko-ipeľská údolná niva, ktorá je len malým výbežkom Szobekej kotliny. Najvyššiu kótu dosahujú Kováčovské kopce (400 m n. m.), najnižšiu má údolná niva (107 až 112 m n. m.).

Celé územie od Komárna až po Chľabu je klimaticky pod vplyvom Atlantického oceánu, Stredozemného mora a ázijskej pevniny. Má teplú suchú klímu, miernu zimu a dlhý snečný svit. Dažde sem prinášajú najčastejšie až severné vetry. Ročné zrážky s dvoma maximami (máj—jún, október—november) činia priemerne 560 mm. Toto územie patrí medzi najteplejšie v republike s priemernou ročnou teplotou 10 °C.

Najdôležitejšie rieky územia sú: Dunaj, Váhodunaj, Nitra, Žitava, Hron a Ipeľ.



Územie ľavej strany Dunaja v úseku Komárno—Chľaba budujú viaceré geologické celky, ktoré podstatne vplývajú na vývoj koryta vlastného Dunaja, jeho terás a aluviálnej nivy. Sú to: staršie a mladšie treťohory a štvrtohory. *Mezozoické triasové vápence* sa na našom území doteraz najzápadnejšie zistili v podloží panónu, v hĺbke 130 m SV od Patiniec vrtom B-1 a ďalej na V v okolí Obidu a Štúrova. Na pravom brehu Dunaja budujú pohorie Gerecse, spadajúce príkrymi svahmi až k vlastnému Dunaju.

*Terciér* zastupujú skoro výlučne sedimentárne horniny, ktoré tvoria podklad kvartéru od Komárna až po Štúrovo. V povodí Hrona, na ľavej strane Dunaja a na ich sútoku majú v podloží kvartéru značný význam andezitické horniny neogénu. Pri Kováčovej je známy východ faunisticky bohatého oligocénu (chat), zastúpeného žltošedými piesčitými ílmi a jemnými pieskami s vložkami pieskovcov a ílov, prípadne štrkov. Oligocén (rupel) zistil sa aj v úzkom páse pri Dunaji medzi Štúrovom a Kravanmi pod kvartérnou pokrývkou.

Z mladších treťohôr je na území zastúpený *tortón, sarmat a panón*. Tortón má vývin vulkanický i sedimentárny (hlavne na S od Dunaja). Smerom na V prevláda vulkanický ráz tortónskych vrstiev. Sarmat tu vystupuje väčšinou v podobe zelenošedých, svetlozelených až hnedošedých ílov, slieňov, často piesčitých a vápnitých pieskovcov. Sarmat je rozšírený hlavne severnejšie od tortónu a na úpätí Belanských kopcov. Panón tvorí podložie kvartéru celej komárňanskej oblasti a pokračuje na V až po Kravany k veľkej tektonickej poruche, ktorá prebieha od obce Kravany smerom na SV cez Lubu a oddeľuje sedimenty panónu od starších. Vystupuje na povrch v kopcovitom teréne na S od čiar Komárno—Kravany. Panón je vo vývoji šedých, zelenošedých, žltohnedých a škvrnitých pestrých ílov, jemne piesčitých, slienitých ílov a slieňov so striedaním polôh jemných, miestami čistých, prípadne ílovitých pieskov. Miestami sa vyskytujú v panóne aj polohy čistých pieskovcov, menej štrkov, prípadne ílovitých a slienitých pieskovcov.

Najmladším súvrstvím sú *kvartérne útvary*, vyvinuté v podobe rôznych naplavenín — štrkov, pieskov a povodňových hĺn, sprašových a ílových, ďalej útvary eolického pôvodu — duny viatych pieskov a spraše. Kvartérne sedimenty pokrývajú celé územie od Komárna až po sútok Ipla s Dunajom a v nich si rieky vytvorili svoje dnešné korytá. Naplavené riečne útvary patria čiastočne k mladšiemu pleistocénu, čiastočne sú to mladšie až recentné náplavy Dunaja, Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona a Ipla.

#### Hydrogeologické pomery

V oblasti Komárna sú dva typy podzemných vôd, viazaných na geologickú stavbu územia: a) vody neogénnych — panónskych súvrstiev, v ktorých sa striedajú menšie polohy priepustných pieskov s nepriepustnými polohami ílov a slieňov.



Podzemné vody *kvartérnych sedimentov* vytvárajú súvislý bazén podzemných vôd s voľnou hladinou a sú v neustálom komunikačnom — hydraulickom spojení s vodami v otvorených tokoch Dunaja — Malého Dunaja — Váhodunaja. Podľa štatistických hydrologických údajov stredný stav vody Dunaja podľa dlhoročných pozorovaní je v Komárne na k. 107,40; je to zhruba i kóta vyrovnaného stredného stavu podzemných vôd. Pravda, lokálne hladina podzemnej vody mení svoje výšky pod rôznymi vplyvmi, najmä však pod vplyvom striedania silne priepustných štrkopieskov s menej priepustnými pieskami a pod vplyvom nevyrovnaných stavov v korytách Dunaja a Váhu. Severná a východná časť oblasti Komárna je pod vplyvom povrchových vôd Váhu a Nitry, južná a západná časť pod vplyvom Dunaja.

*Západná a južná časť Komárna* je prevažne na náplavoch Dunaja, ktoré sú podstatne hrubšie a lepšie priepustné ako vážske. Ich mocnosť sa pohybuje okolo 6—8 m s priepustnosťou  $k = 6 \cdot 10^{-3}$  m/sek. Voda sa vyskytuje pod terénom od 1,5 m až do 4 m. Severná a východná časť mesta je poväčšine na jemných piesčitých materiáloch, len s malou prímесou štrkov. Mocnosť zvodnenej kvartérnej vrstvy sa pohybuje miestami medzi 8—12 m, hladina pod terénom vyše 2 m. Priepustnosť pieskov je  $k = 6 \cdot 10^{-4}$  m/sek; výdatnosť jednotlivých vrtaných studní sa pohybuje od 2—6 l/sek. Pre vodárenské ciele sa hodí len málo, a to pre zvýšený obsah Fe a Mn a pre veľké biologické znečistenie.

Odlíšné sú hydrogeologické pomery na *Ostrove Červenej flotily*, kde zvodnený kvartér má mocnosť 16—18 m; tvoria ho prevažne štrkopiesky so zväčšeným obsahom piesku. Koeficient priepustnosti je  $k = 9 \cdot 10^{-3}$  m/sek., výdatnosť jedného vrtu 16—20 l/sek.; táto voda sa môže používať pre pitné ciele aj bez predbežnej úpravy.

Podzemné vody v *neogénnych priepustných súvrstviach* viažu sa na polohy pieskov a drobných štrkov. Jednotlivé horizonty vyskytujú sa striedavo v rozličných hĺbkach, pričom prvý začína na Z v hĺbke okolo 50 m pod terénom, na V pod 30 m. Tektonická stavba a poklesový charakter územia však spôsobili, že na mnohých miestach, napr. na severnom okraji mesta, navrtal sa artézsky horizont asi do hĺbky 200 m. Napájacími oblasťami týchto horizontov môžu byť pohoria na maďarskej strane, ďalej veľká kolárovska depresia, prípadne veľká depresia Podunajskej nížiny a neogénne súvrstvia, ktoré vychádzajú na povrch buď na Nitrianskej, prípadne Pohronskej tabuli. Koeficient priepustnosti neogénnych panónskych zvodnených pieskov sa pohybuje okolo  $k = 6 \cdot 10^{-4}$  m/sek., výdatnosť jedného vrtu a horizontu 0,2—3 l/sek. Podzemná voda vo vyšších horizontoch panónskeho súvrstvia Komárna úzko súvisí s hladinou vody v Dunaji. Vplyv hladiny v riekach sa úmerne znižuje s hĺbkou príslušného horizontu; tak napr. ešte v panónskej piesčitej vrstve Z od Komárna v hĺbke 52,40—55,20 m pod terénom sa kolísanie v rieke jasne prejavilo v oneskorení 34 hodín; nezistil sa však žiaden vplyv povrchových tokov na artézsky horizont v hĺbke od 240 do 250 m. Prípad-



nou výstavbou vodného diela Nagymaross zmenil by sa v okolí Komárna podstatne režim podzemných vôd. Mesto i jeho okolie by muselo byť chránené nielen ochrannými hrádzami, ale i tesniacimi clonami a odvodnými kanálmi aj vo vnútri mesta.

Oblasť Iža – Žitavská Tóňa má tri druhy prostých podzemných vôd: vody starších terás, aluviálnej nivy a neogénneho panónskeho súvrstvia. Okrem toho v okolí Patiniec stretávame sa s termálnou sírnou vodou, ktorá má svoj pôvod v poklesnutom mezozoiku (triasové vápence), kde vytvára veľké pramenisko.

Staršia dunajská terasa je morfológicky viditeľná od Chotína smerom na Marcelovú a Radvaň nad Dunajom, kde tvorí ľavý breh koryta Dunaja. Mocnosť kvartéru na území terasy je od 9,5–15,0 m, so zvodnenou polohou dunajských štrkov 6–9 m. Špecifická výdatnosť jednotlivých hydrogeologických vrstiev tejto terasy je od 0,5 až do 5 l/sek., s koeficientom priepustnosti od  $2,1 \cdot 10^{-4}$  m/sek. do  $6,8 \cdot 10^{-5}$  m/sek. Podzemná voda terasy pochádza prevažne zo zrážok a azda i z menších prítokov z južných svahov Pohronskej tabule.

Najbohatším zdrojom podzemných vôd s neustáleným režimom je holocén – aluviálne náplavy Dunaja. Ich mocnosť sa pohybuje od 5–7 m, pričom hladina podzemnej vody pulzuje v nich od 1,20 až do 4,10 m pod terénom. Mocnosť zvodneného horizontu je od 3–5 m, špecifická výdatnosť jednej vrtanej studne od 0,5 do 7 l/sek. Koeficient priepustnosti má taktiež rozdielne a veľmi pestré hodnoty, a to  $k = 6,8 \cdot 10^{-4}$  m/sek až  $6,2 \cdot 10^{-5}$  m/sek. Podzemné vody alúvia sú neustále pod vplyvom Dunaja a Váhu, s ktorými sú v priamej hydraulikej spojitosti. V západnej a SZ časti územia sa jasne prejavujú vplyvy Nitry a Váhodunaja, ktoré ohraničujú územie na západe. Z južnej strany sa prevažne prejavujú vplyvy Dunaja, prípadne oboch riek (Dunaja i Váhodunaja).

Rozdielne hodnoty koeficientov priepustnosti v porovnaní so zvodneným kvartérom horného úseku čl. Dunaja (Veľký Žitný ostrov), kde je  $k = 5 \cdot 10^{-3}$ , nás nemôže mýliť. Už pri vizuálnom granulometrickom porovnaní zvodnených štrkopiesčitých materiálov z jednej i druhej oblasti – na V a Z od Váhodunaja – vidíme rozdiely v zrnitosti, najmä v množstve jemnejších frakcií, ktoré určujú charakter priepustnosti. V popisovanej oblasti je nepomerne hojnejšia jemná frakcia, na Veľkom Žitnom ostrove zasa frakcia hrubšia.

V panónskom súvrství, ktoré tvorí podložie zvodneného kvartéru sú jednotlivé artézske horizonty, akumulované v polohách jemných pieskov, v menšej miere drčbných štrkov. Po ich navítaní vystupuje piezometrická hladina až nad terén, kde voda voľne preteká. Závislosť neogénnych artézskych horizontov na vodných stavoch Dunaja a Váhu sa nedokázala. Ich napájacie oblasti sú asi na svahoch, prípadne v podloží Pohronskej tabule. Výdatnosť jednotlivých hydrogeologických vrstiev je pomerne malá. Plytšie horizonty majú výdatnosť na jeden vrt od 0,2 do 0,5 l/sek., koeficient priepustnosti  $k = 1 \cdot 10^{-5}$  m/sek.

V tejto oblasti prejavuje sa už značný hydrogeologický vplyv mezozoika z pravej strany Dunaja v Maďarsku. Hydrogeologickú súvislosť oboch brehov dokazuje existencia termálnej vody



pri Patinciach — obdobné pramene sú na maďarskej strane. V rámci hydrogeologického výskumu pre vodné dielo Nagymaross (Dunaj III) študovali sme aj tento termálny prameň. V hĺbke 128,80 m navrtali sme v pevných prekremených slienitých íloch puklinu, z ktorej začalo vytekať cez vrtné pažnice 25 l/sek. vody, teplej 26,5 °C. V hĺbke 129,50 m sa navrtali mezozoické (triasové) vápence. Tlak vody meraný na povrchu vrtnanej pažnice bol zo začiatku 3 atm, ustálil sa na 2,8 atm. Chemicko-fyzikálne rozboru ukázali, že ide o vodu sírnu, termálnu, hypotonickú, slabo mineralizovanú. Obsah jednotlivých chemických zložiek nedosahuje kritéria minerálnych vôd; odparok sušený pri 105 °C je max. 479 mg/lit.

Podzemné vody kvartérnych usadenín tejto oblasti tvoria samostatný hydrogeologický celok, uzavretý korytami Dunaja a Váhodunaja s Nitrou a staršou dunajskou terasou. Výstavbou vodného diela Dunaj III muselo by sa celé územie chrániť proti presakujúcim vodám z Dunaja, inak by sa tu vytvorilo veľké jazero a močariská.

*Oblasť Kravansko-obidská* je súčasťou nevelkej kotliny Kravansko-ostrihomskej. Na našej strane je kotlina mierne zvlnená rovina (106—110 m). Ohraničuje ju z J Dunaj, z ostatných strán výrazná staršia dunajská terasa, vyčnievajúca 15—20 m nad údolnou nivou. Podložie kvartéru tvorí od Z po Kravany panón, ďalej na V horniny staršie. Túto oblasť charakterizujú štyri typy podzemných vôd: podzemné vody dunajskej terasy, podzemné vody alúvia a neogénu; minerálne vody.

Hydrogeologická charakteristika ako i režim artézskych prostých vôd kvartérneho podložia je málo známa na tomto území. Uhoľný prieskum overil tu existenciu artézskych horizontov, avšak bez väčšieho vodárenského významu. Vrtáť na pitné vody do väčších hĺbok nemožno doporučovať, lebo v podloží terciéru, v nevelkých hĺbkach, nachádza sa mezozoikum s horizontom termálnych minerálnych vôd, ktorých existencia prejavuje sa aj výverom minerálnych vôd neďaleko majera obidských štátnych majetkov. Ide o sústavu rovnakých minerálnych vôd, ako sú na maďarskej strane, u nás v Štúrove a v Patinciach.

V kvartérnych súvrstviach sa stretávame v tejto oblasti s dvoma typmi podzemných vôd — terasovými a aluviálnymi. Staršia dunajská terasa rozprestiera sa od aluviálnej roviny na sever až pod svahy Belanských kopcov. Mocnosť terasových uloženín sa pohybuje v priemere od 10—15 m. Terasu na báze tvorí značná poloha dobre priepustných, zvodnených štrkov a pieskov (vyše 4 m). Podložie terasy tvoria terciérne nepriepustné horniny, v ktorých je vymodelovaná menšia depresia — staré koryto Dunaja, zanesené dobre priepustnými štrkami a pieskami. Zásoby podzemnej vody sa dopĺňajú iba zo zrážok, prítokom podzemných vôd zo svahov Belanských kopcov a v menšej miere i priamou infiltráciou z potoka Paríž. Podzemná voda pri vyšších stavoch odteká z terasy do alúvia Hrona JV smerom, alebo vo forme malých prameňov na juh, kde hrana terasy vychádza nad kravansko-obidské alúvium Dunaja. Vrtom RH-10 na S od Obidu pre štúrovský vodovod sa odčerpávalo zo zásob terasových vôd až 36 l/sek., čo je množstvo vody pre terasy až neuveriteľné. Tým sa dokázala aj vysoká priepustnosť zvodnených materiálov, ktorých  $k = 3,4 \cdot 10^{-3}$  m/sek.

Celá sústava prameňov z terasy vyteká na styku terasových štrkov s podlož-



nými slienitými ílmi v dĺžke 1,5–2 km. Ide o pramennú líniu vrstevnatých prameňov od Božieho kopca, kde nepriepustné podložie vystupuje na brehu Dunaja. Najmenší prameň má výdatnosť 0,21 l/sek., najbohatší 5,0 l/sek.

Alúvium tvorí nízko položená, miestami silne močaristá rovina pozdĺž Dunaja. Jeho mocnosť sa pohybuje od 5–12 m, zvodnená vrstva od 4–10 m. Zvodnenú vrstvu predstavujú hlavne piesky a drobné štrky, ktorých koeficient priepustnosti sa pohybuje od  $1 \cdot 10^{-4}$  m/sek. do  $8,3 \cdot 10^{-4}$  m/sek. Špecifická výdatnosť jednotlivých hydrogeologických vrtov je od 0,1 do 4 l/sek. Podzemná voda z alúvia sa pohybuje od 1,5 m pod terénom a nižšie. Je priamo závislá od vodných stavov Dunaja. Na dopĺňaní jej zásob má hlavný podiel voda z koryta rieky, vody zrážkové a vody z vyššej terasy, ktoré pravdepodobne majú najväčší vplyv na vytváranie mokrých a močaristých prelaklín. Smery prúdenia podzemných vôd sú dvojaké v závislosti od riečnych stavov. Pri malých a stredných stavoch prevláda JV smer, pri veľkých vodách na Dunaji smer SV.

*Oblasť Štúrovo a sútok Hrona s Dunajom* predstavuje hlavne údolnú nivu Hrona. Územie morfológicky charakterizuje mierne zvlnená, nízko položená rovina údolnej nivy s výškami 106–110 m n. m. Na území sa stretávame so štyrmi typmi podzemných vôd: vody hronsko-dunajského alúvia; vody dunajskej terasy; vody podložného terciéru; termálne vody, majúce svoj pôvod v maďarskom pravostranom mezozoiku.

Pravú stranu údolnej nivy Hrona brázdia staré ramená rieky, dnes už zanesené povodňovými hlinami a jemnými pieskami. V miestach starých korýt vyskytujú sa podstatne nepriepustnejšie a hrubšie sedimenty než tie, čo sa vyvinuli bližšie k terajšiemu korytu. Podzemná voda v aluviálnej nive pohybuje sa zhruba od 1–2 m pod terénom a korešponduje priamo s vodami v Hrone. Vzhľadom na to, že ide o alúvium dolného toku rieky, štrkopiesčité materiály sú dotiesňované jemnejšími splaveninami, ktoré menia priepustnosť zvodneného súvrstvia z miesta na miesto. Priepustnosť zvodnenej vrstvy má priemerné hodnoty  $k \approx 5–9 \cdot 10^{-4}$  m/sek., špecifickú výdatnosť pri 4–7 m mocnom zvodnení 1,7–3,8 l/sek. Okrem vôd Hrona zúčastňuje sa na dopĺňaní aluviálnych vôd aj podzemná voda zo staršej dunajskej terasy od Z. Mocnosť celého alúvia je 6–8 m.

Dunajské alúvium v okolí Štúrova má inú hydrogeologickú charakteristiku ako alúvium Hrona. V dunajskom alúviu prevládajú strednozrnné piesky, ktoré len v hlbších polohách obsahujú valúniky štrku, prípadne drobný štrk. Dunajské alúvium siaha až do hĺbky 9–10 m a v jeho podloží začínajú treťohorné siltové sivomodré íly. Zvodnený štrkopiesčitý materiál tvoria prevažne zrná kremeňa s menším podielom rohovcov. Podzemná voda sa pohybuje 3 m pod terénom a je v priamom hydraulickom spojení s vodou v koryte Dunaja. Priepustnosť zvodnenej vrstvy sa mení od miesta k miestu ( $k \approx$  od  $4,8 \cdot 10^{-3}$  m/sek. až  $3 \cdot 10^{-4}$  m/sek.). Podzemné vody staršej dunajskej terasy sme už popísali v predchádzajúcej oblasti; ich využitie sa plánuje pre štúrovský vodovod.



Podzemné vody, viazané na staršie horniny kvartérneho podkladu — na sedimentárny i vulkanický terciér, nemajú podstatného hydrogeologického vplyvu. Horniny podložného terciéru sú celkove pre vodu nepriepustné a netvorí priaznivé vrstvy pre vznik artézskych horizontov. A keď aj sú, ich výdatnosť je skoro vždy menšia než 0,5 l/sek. na jeden vrt. Termálna voda sa zistila vo viacerých horizontoch; vrtom na námestí v Štúrove sa zistili nasledovné horizonty: v hĺbke 102—180 m horizont v pieskovci, voda teplá 22 °C, výdatnosť 25 l/min.; v hĺbke 116—117 m druhý horizont, voda teplá 37 °C, výdatnosť 7 l/sek.; v hĺbke 120 m voda teplá 41 °C, výdatnosť 7 l/sek. Termálna voda má svoj pôvod v triasových vápencoch mezozoického podložia a po tektonických poruchách dostáva sa do vyšších polôh. Po stránke chemicko-fyzikálnej ide o prosté teplice s pomerne malou mineralizáciou — 0,739 g/lit. Podobný je charakter všetkých termálnych vôd na pravej i ľavej strane Dunaja.

Od sútoku Hrona s Dunajom tečie Dunaj pod svahmi Kováčovských kopcov, budovanými prevažne hlavne andezitmi a ich pyroklastikami, ktoré sú pre vodu relatívne dobre priepustné. Napršaná voda môže do nich vnikáť po puklinách a trhlinách a dostať sa i do väčších hĺbok. Tu môže akumulovať vo forme podzemnej nádrže, prípadne dopĺňať podzemné vody kvartéru Hrona—Dunaja a Iplá, prípadne i mezozoika. Na ich obvode vystupuje niekoľko prameňov, ktoré však majú malé výdatnosti (spolu cca 1 l/sek.).

*Oblasť Chľaba—sútok Iplá s Dunajom* je najmenším celkom so samostatnou hydrogeologickou charakteristikou na území čsl. toku Dunaja. Je to malá, niekoľko hektárová aluviálna rovinka, približne trojuholníkového až podkovitého tvaru sútoku Iplá s Dunajom. Podložie aluviálnej nivy tvorí vrchný tortón, zastúpený prevažne vulkanicko-suchozemskými a vulkanicko-sladkovodnými sedimentmi. Význam pre určovanie hydrogeologickej charakteristiky majú iba sedimenty kvartéru — riečne náplavy Dunaja i Iplá. Kvartérne sedimenty nanesené Dunajom a Iplom viažu na seba prosté podzemné vody s voľnou, prípadne mierne napätou hladinou a ich režim je závislý od prietočného režimu obidvoch riek. Kvartér tvoria povodňové hliny, pod ktorými sú hlinité a prachovité piesky; spodnú časť tvoria piesčité štrky, ktoré z väčšej časti tvoria i zvodnenú vrstvu. V alúviu chľabskej oblasti pohybuje sa podzemná voda od 3,5—7,5 m pod terénom následkom jeho konfigurácie. Miestami sa prejavuje — pod vplyvom nepriepustného podložia i nadložia — ako mierne napätá a po narazení vo vrte vystupuje nad navrtanú úroveň.

Zvodnené štrkopiesky sú tvorené prevažne valúnmi kremeňa, kremencov, žúl, rúl a občas vápencov. Ich priepustnosť sa mení z miesta na miesto tak, ako sa mení i sedimentačný cyklus jemnejších a hrubších materiálov; raz pod vplyvom Dunaja, inokedy zasa Iplá. Koeficient priepustnosti sa pohybuje od  $k =$  od  $3,7 \cdot 10^{-5}$  m/sek. do  $2,6 \cdot 10^{-4}$  m/sek. Územie sa dá vodárensky využiť, lenže výstavbou vodného diela Dunaj III bude trvale zaplavené.



## Hydrochemická charakteristika kvartérnych vôd

Podzemné vody kvartérnych usadenín komárňanskej oblasti nemajú konštantnú teplotu (7,8–12,5 °C). Ich reakcia je typu vôd slabo alkalických s pH hodnotou 7,2–7,9. Kvalitatívne vlastnosti sú rôznorodé, pretože mineralizácia vôd smerom od koryt Dunaja a Váhu značne stúpa a dosahuje až nad 1000 mg/lit.

Voda v Dunaji je v priestore Komárna mierne mineralizovaná — 202–295 mg/lit. a ani pri zmene prietokných množstiev sa podstatne nemení. Vážska voda sa odlišuje od dunajskej vyššou koncentráciou jednotlivých iónov — s celkovou mineralizáciou nad 300 mg/lit.

Podzemné vody majú prevažne vyššiu mineralizáciu; obohacuje ich hydrogeologické prostredie, ktorým pretekajú. Patria do prvého typu vôd bikarbonátovo-vápenatých, prípadne horečnatých. Obsah Fe sa pohybuje od stopových množstiev do 1,3 mg/l, Mn až 0,47 mg/l. Najvhodnejšia voda pre pitné ciele nachádza sa pozdĺž Dunaja; ďalej do vnútrozemia stráca na kvalite, až napokon je nevhodná na pitie bez predbežnej úpravy.

U podzemných vôd druhej oblasti — Iža—Žitavská Tôň — prejavuje sa v ich chemickom zložení značný rozdiel vzhľadom na ich územné rozšírenie. Podzemné vody alúvia, hraničiaceho s korytom Dunaja, majú podstatne menšiu mineralizáciu — 420–450 mg/l., tvrdosť 16–28° nem.; mineralizácia vody ďalej na sever do vnútrozemia podstatne stúpa, a tým aj tvrdosť (mineralizácia 430–1800 mg/l., tvrdosť 20–26° nem.). V pobrežných pásmach Dunaja patria podzemné vody k typu pravých bikarbonátových vôd, ďalej od Dunaja sú vody typu prechodného. Fe je v podzemných vodách celej oblasti, Mn (pod 0,9 mg/l) len v pobrežnom pásme; smerom do vnútrozemia sa Mn nezistil; pH sa pohybuje v hraniciach 6,7–7,6. Nemajú charakter vôd hladových, kyslých, prípadne agresívnych na CO<sub>2</sub>. Pre pitné účely bez úpravy sa hodia len v menšej miere vody pozdĺž koryta Dunaja.

Podobné rozdiely v chemicko-fyzikálnej skladbe podzemných vôd vidieť aj v oblasti kravansko-obidskej. Celková ich mineralizácia kolíše v hodnotách 400 až 2200 mg/l. Patria k typu pravých bikarbonátových vôd, ďalej k typu prechodnému až k zmiešanému. Prítomnosť Fe sa udáva hodnotou 0,1–0,3 mg/l. Množstvo rozpustených látok u podzemných vôd v dosahu infiltrácie Dunaja má krajné hodnoty 550 mg/l až 1400 mg/l, tvrdosť 17–50° nem. Aj tieto podzemné vody v blízkosti Dunaja patria k typu pravých bikarbonátových vôd, prechodných a zmiešaných. Fe a Mn nachádzajú sa v nich len v nepatrných množstvách, často iba v stopách; pH vody kolíše od 6,3–7,5.

V oblasti Štúrova vody z Dunaja takmer vôbec nevlývajú na chemizmus podzemných vôd, iba vody z vnútrozemia. Z hľadiska hydrochemického v tejto oblasti prevládajú poväčšine vody so zvýšenou mineralizáciou; podiel rozpustených látok pohybuje sa v medziach 800–2500 mg/l; celková tvrdosť 31 až 97° nem.



Vodné zdroje v blízkosti koryta Dunaja vykazujú celkovú mineralizáciu pohybujúcu sa medzi 1000—1500 mg/l.

Podzemné vody staršej dunajskej terasy koncentráciou vodíkových iónov sa zaraďujú medzi vody slabo alkalické. Ich mineralizácia sa pohybuje medzi 505 až 678 mg/l, tvrdosť 13,5—20,13° nem. Železo sa v nich nachádza v prípustných množstvách, mangán sa nezistil ani v stopách. Tieto vody patria najmä k typu bikarbonátových, sodno-horečnato-vápenatých vôd.

Podzemné vody hrónského alúvia podľa pH treba označiť za slabo alkalické, značne mineralizované (856—950 mg/l), veľmi tvrdé (30,2—32,6° nem.). Voda obsahuje prípustné množstvo Fe; Mn sa v nej nedokázal. Agresívny CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>S nie sú prítomné. Tieto vody patria k typu vôd zmiešaného charakteru horečnato-vápenatého, bikarbonátového, s vyššou koncentráciou síranových iónov; sú málo vhodné pre pitné ciele.

Podzemné vody zvodneného kvartéru chlabskej oblasti majú charakter vôd s neutrálnou až slabo alkalickou reakciou, pH 7,0—7,5. Obsah rozpustených látok pohybuje sa od 400 do 560 mg/l, tvrdosť 16 až 25° nem., pričom vzorka vody z jednej sondy vykazovala tvrdosť až 46° nem. Sú to vody dosť tvrdé, v jednom prípade veľmi tvrdé. Svojím charakterom radia sa k vodám zvlášť bikarbonátového-vápenatého typu, s vyšším obsahom Mg. Ich fyzikálne vlastnosti a chemické zloženie nasvedčuje tomu, že ich ovplyvňujú prevažne vody zo svahov a z okolitých oblastí. Fe sa vyskytuje v množstvách menších ako 0,1 mg/l, Mn skoro žiadon. Podzemné vody tejto oblasti poväčšine vyhovujú normám pre pitné vody. Majú viac-menej rovnovážny stav a neobsahujú agresívny CO<sub>2</sub>.

Z dunajských prítokov — Váh—Hron—Ipeľ — po stránke chemickej pomerne najvyššou mineralizáciou sa vyznačujú vody IplA — 220 až 400 mg/l, s celkovou tvrdosťou 7 až 12° nem.

Celkove o podzemných vodách dunajského kvartéru v úseku Komárno—Chľaba možno povedať, že iba 8,4 % vyhovuje pre pitné ciele bez úpravy a 25,3 % s menšou úpravou. Podľa hydrochemickej klasifikácie 49,4 % z nich patrí k pravému bikarbonátovému typu.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov — Šaleková, 1954: Zpráva o geologickom výskume oblasti medzi Štúrovom a Komárnom s ohľadom na vodné dielo Dunaj IIII. Rukopis. — [2] Bujalka P., 1959: Hydrogeologický prieskum na Žitnom ostrove. Zpráva GP Žilina — [3] Čepek L., 1938: Tektonika komárenskej kotliny a vývoj podélného profilu čl. Dunaje. Sborník SGÚ XII, Praha. — [4] Dlabáč M., 1960: Poznámky ke vzťahu medzi tvarem povrchu a geologickou stavbou Malé dunajské nížiny. Geol. práce, Zošit 59. — [5] Dub O., 1957: Hydrogeológia Slovenska. V SAV, Bratislava. — [6] Duba M. — Supek V., 1960: Výskum režimu podzemných vôd pre vodné dielo na Dunaji. Zprávy VÚV, Bratislava. — [7] Gašparík J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zošit 55. — [8] Hynie O.,



1961: Hydrogeológia ČSSR I — prosté vody. ČSAV Praha. — [9] Hyroššová E., 1961: Hydrogeologický prieskum pre vodovod Štúrovo. Zpráva GP, Žilina. — [10] Janáček J., 1958: Hlbinné vody v Malej podunajskej nížine. Prednáška SAV v Smoleniciach. — [11] Kolektív pracovníkov GÚDŠ Bratislava pod vedením I. Vaškovského, 1960: Inžiniersko-geologický výskum pre vodné dielo Dunaj III. — Zpráva GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kolektív pracovníkov Prírodovedeckej fakulty, Katedry inžinierskej geológie a hydrogeológie pod vedením M. Matula a A. Nemčoka, 1960: Inžiniersko-geologický a hydrogeologický výskum pre vodné dielo Dunaj III. Zpráva. — [13] Kolektív Geologického prieskumu Žilina pod vedením Chmelára, Jakubca, Macha, Porubského, 1960: Inžiniersko-geologický a hydrogeologický výskum pre vodné dielo Dunaj III. Zpráva. — [14] Kolektív pracovníkov Ústredného ústavu geologického v Prahe pod vedením Urbánka, 1960: Inžiniersko-geologický výskum pre vodné dielo Dunaj III. Zpráva. — [15] Lacko R., 1959: Výskum pre projektovanie vodného diela Nagymaross — kvalita podzemných a povrchových vód. Zpráva VÚV, Bratislava. — [16] MaheI M., 1952: Mínerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Bratislava. — [17] MaheI M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Zošit 55. — [18] Maltot J., 1960: Hydrogeologické pomery okolia Štúrova v spojitosti s výstavbou vodného diela na Dunaji. Diplomová práca. — [19] Ovčinkov M., 1956: Obščaja gidrogeologia. Moskva. — [20] Plotnikov N. A., 1959: Ocenka zapasov podzemnych vod. Moskva. — [21] Porubský A., 1956: Hydrogeologický prieskum územia západne od Komárna. Zpráva ÚSG, Žilina. — [22] Porubský A., 1958: Príspevok k poznaniu hydrogeologických pomerov okolia Komárna. Geol. práce, Zprávy 13. — [23] Porubský A., 1956: Hydrogeologický prieskum na ostrove Čerenej flotily. Zpráva ÚSG, Žilina. — [24] Porubský A., 1959: Hydrogeologické pomery čsl. úseku Dunaja. Zpráva pre medzinárodnú dunajskú komisiu v Moskve. — [25] Rónai A., 1960: Hydrogeológia kvartérnych vrstiev Malej maďarskej nížiny. Geol. práce, Zošit 59. — [26] Seneš J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zošit 59. — [27] Skaballancvič I. A., 1960: Gidrogeologičeskije razčety. Moskva.

ANTON PORUBSKÝ

#### HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IM DONAUGEBIET ZWISCHEN KOMÁRNO UND CHLABA

Im vorliegenden Artikel werden hydrogeologische Verhältnisse im Donaugebiet zwischen Komárno und Chlaba übermittelt. Auf Grund des geologisch-morphologischen Baues kann man das studierte Gebiet in mehrere geologisch-hydrogeologische Einheiten einteilen. Klimatisch steht das Gebiet unter dem Einfluss des atlantischen und mediterranen Klima, wie auch des asiatischen Kontinenten. Es handelt sich da um warmes, trockenes Wetter mit gemäßigtem Winter und warmem Sommer; die durchschnittliche Niederschlagstätigkeit beträgt jährlich etwa 560 mm, Durchschnittstemperatur 10 °C.

Zu den Hauptflüssen gehört vor allem die Donau, Waag-Donau, Nitra, Žitava, Hron und Ipeľ. Die hydrogeologischen Verhältnisse hängen vor allem vom geologischen Bau einzelner Gebiete ab. Man trifft da einige Grundwassertypen, die wichtigste Rolle fällt aber den Wässern aus wasserhaltigen Quartärbölgungen der erwähnten Flüsse, vor allem der Donau, Waag und Hron.

Während in den wasserhaltigen Quartärsedimenten man vom freibeweglichen Wasser sprechen kann, in den Sandschichten des Pannon trifft man artesisches Wasser. Artesische Horizonten befinden sich in verschiedener Tiefe zwischen 50 bis zu 400 m unter der Erdoberfläche.



In seiner Arbeit gibt der Autor die Charakteristik einzelner geologisch-hydrologischer Einheiten (Gebiete) und stellt fest, dass die Grundwässer aus dem Alluvium der Donau im Abschnitte Komárno—Chlaba nur von etwa 8,4 % als Trinkwasser (ohne weitere Filtrationen und Zubereitungen, weitere etwa 25,3 % nur mit grösserer oder kleinerer Zubereitung) benützt werden können. Nach hydrochemischer Klassifikation etwa 49,4 % dieser Wässer gehört dem echten Bikarbonattyp der Wässer an.

*Geologische Forschung, VEB,  
Žilina*



VOJTECH STRUŇÁK

## GEOLOGICKÉ A HYDROLOGICKÉ POMERY V POVODÍ LABORCA MEDZI STRÁŽSKYM A MICHALOVcami

### Úvod

Štvrtohorné riečne náplavy poskytujú väčšie množstvo podzemných vôd, ktoré sú ľahko ťažiteľné a často s menšími úpravami vyhovujú všetkým kritériám pre vody pitné a úžitkové. V tomto príspevku sa zaoberáme popisom hydrogeologických pomerov najsevernejšieho výbežku Východoslovenskej nížiny, jej geologickou stavbou a náplavmi Laborca medzi Strážskym a Michalovcami.

Skúmané územie tvorí najsevernejší výbežok Potiskej nížiny, ktorá sa k juhu naširoko roztvára do vlastnej Východoslovenskej nížiny. Na sever je otvorená asi 500 m úzkou Brekovskou prvou. Celú oblasť a priľahlé severné (Humenské, resp. Krivošľanské pohorie) a južné (Hrabovsko-trhovištská hornatina) územie odvodňuje rieka Laborec so svojim najväčším pravostranným prítokom Dušou. Okrem týchto hlavných tokov pretekajú územím ešte menšie potôčiky, ktoré pramenia v údoliach Hrabovsko-trhovištskej hornatiny. Nie sú to dôležité toky čo do prietočného množstva, ale majú značný význam pre zvodnenie štrkopiesčitých náplavov Laborca.

Riečny tok Laborca od Strážskeho na juh má už ráz dolného toku. Rieka tu meandruje vo vlastných náplavoch a vyznačuje sa zvýšenou akumuláciou i veľmi nestálymi vodnými stavmi. Táto skutočnosť je typická pre všetky východoslovenské rieky, ktorých pramenište je na flyšových vrchovinách s nepriaznivou povrchovou infiltráciou. Laborec po opustení brekovskej prery vteká do vlastnej Východoslovenskej nížiny, ktorá južným smerom tvorí rozsiahle monotónne územie s nepatrnými deniveláciami.

Východoslovenská nížina prekonala zložitý vývoj, ovplyvnený zlomovou tektonikou prevažne S—J a SV—JZ smeru. Jej bázu tvoria nerovnomerne poklesnuté prvky centrálnokarpatského pásma v dôsledku germanotypnej tektoniky. V neogéne nepredstavovala jednotný sedimentačný priestor, ale rozpadla sa na rad depresí a vyzdvihnutých krýh. Na nich prebiehala sedimentácia



a denudácia v rôznych časových úsekoch. V súvislosti so staršími neogénnymi pohybmi do vývoja Východoslovenskej nížiny mocne zasiahol vulkanizmus, ktorého stopy nachádzame i v našej oblasti vo forme exótov (ako vypreparovaný ryolitový tvrdoš pri Michalovciach — Hrádok, pri Lesnom a tiež okrajové pohorie — Vihorlat).

Z geomorfologického hľadiska Východoslovenská nížina je veľmi mladou štruktúrnou rovinou. Jej vývoj sa ešte neskončil, ale prebieha aj dnes. Vzhľadom na to, že na jej formovaní sa zúčastňujú poklesové pohyby, ktoré vyvolávajú akumuláciu sedimentov, je štruktúrou akumulácnou a súčasne aj zlomovo-kryhovcu (Kvitkovič 1961).

Nad neogénnou denudačnou úrovňou sa na Laborci zachovali dva stupne terás. Smerom južným obidva stupne sa ponárajú pod mladšie kvartérne náplavy. Je nápadné, že za pomerne dlhé obdobie od vrchného pliocénu až do holocénu vznikli len dva terasové stupne, ak k nim nerátame úzky terasový stupienok, ktorý tvorí vlastnú údolnú nivu Laborca. V južnej časti, hlavne nižšie od Michaloviec sa už s terasovými stupňami nestretávame.

### Geologické pomery

Okrem okrajových pohorí (mezozoikum Humenského pohoria, vulkanity a ich pyroklastiká Vihorlatu a Hrabovsko-trhovištskej hornatiny) na geologickej stavbe územia sa podieľajú: 1. neogén vlastnej Východoslovenskej nížiny; 2. pliocén — pozdišovská formácia; 3. štvrtohory.

Neogén Východoslovenskej nížiny tvoria vekove i litologicky rozdielne súvrstvia, ktoré tvoria poklesnuté kryhy smeru S—J a SV—JZ (Seneš, Švagrovský 1957; Janáček 1959, 1961). Poklesovú zlomovú tektoniku medzi Strážskym a Michalovcami konštatuje J. Janáček (1959). Tu v profile S od P. Čemerného a ďalej na SV k Strážskemu a Krivošfanom uvádza od Z k V: hrabovskú kryhu (tortón tufitický), poklesnutú kryhu západnú (tortón slienitopieskovcový), vysokú kryhu západnú (helvét slienitý), poklesnutú strednú kryhu, vysokú kryhu východnú, poklesnutú kryhu východnú a krivošfanskú kryhu (mezozoikum).

Z hľadiska hydrogeologického najzaujímavejšia je poklesnutá kryha západná, kde Janáček popisuje až 140 m mocnú polohu kvartérnych riečnych náplavov. Hydrogeologické vrty potvrdzujú v tomto profile existenciu krýh, ale maximálna mocnosť nadložných kvartérnych sedimentov činí len 6—8 m. Podľa toho zdá sa byť málo pravdivá existencia mladých poklesových pohybov a vznik poklesových krýh, ktoré zanášali riečne náplavy. Toto tvrdenie vyvracia približne rovnaká mocnosť kvartérnych riečnych náplavov v celom profile a poukazuje na to, že vznik krýh je staršieho dáta než sú riečne náplavy. I keď nemôžeme úplne poprieť existenciu mladých poklesových pohybov v skúmanom území, ich aplikácia na jednotlivé kryhy zdá sa byť málo opodstatnená. Ich účinku je azda najsprávnejšie pripísať pozvoľné poklesávanie neogénneho podložia ako celku, čo sa prejavuje v postupnom narastaní kvartérnych riečnych náplavov smerom južným, pozdĺž Laborca.



Najstarším zisteným členom sedimentárnej výplne je *vrchný helvét* (karpatská formácia) — pestré vrstvy (Leško 1953; Janáček 1961). Vystupuje pod kvartérnymi sedimentmi pri Strážskom. Petrograficky súvrstvie tvoria prevažne šedé až červenohnedé íly s polohami pieskocov.

*Spodný tortón — detritické súvrstvie* zistil sa vrtmi severne od P. Čemerného a v okolí Vole. Toto súvrstvie tvoria v území severne od P. Čemerného vápnité pieskocce. Pri Vole k spodnému tortónu patria pravdepodobne ryolitové tufy (Repka 1959).

*Vrchný morský tortón* sa vyskytuje v okolí Nacinej Vsi, osady Funduše a hlavne Zbudze. SZ od Zbudze a ďalej na juh je neogén zastúpený *vrchným tortónom* (brakická séria). Podrobný popis neogénu, najmä v južnej časti skúmaného územia, podáva J. Janáček (1961).

*Pozdišovská štrková formácia.* Pôvod a vznik tejto formácie i jej staratigrafická identifikácia boli predmetom mnohých diskusií. Vo svetle najnovších poznatkov je to súvrstvie 100 i viac metrov mocné a smerom k okrajom panvy vykliňuje. Tvoria ju polohy pestrých ílov a štrkov. Lokálne a hlavne v okrajových častiach prevláda úplne štrkový vývoj.

Výskyt štrkov pozdišovskej formácie sa všeobecne viazal na územie medzi obcami Trhovište—Pozdišovce—Suché—Lesné—Rakovce—Trhovište. Výsledky najnovších prieskumných prác potvrdzujú výskyt štrkov pozdišovskej formácie aj v severnej časti územia; siaha až k Laborcu medzi obcami Topolany—Petrovce, pričom nevyklúčujeme možnosť ich výskytu aj ďalej na východ, t. j. na ľavej strane Laborca. Severnú hranicu tejto formácie môžeme určiť čiarou Petrovce—Lesné. Celé toto územie tvorí najsevernejší výbežok formácie, ktorá leží transgresívne a diskordantne na neogénnom podloží. Vrchná hranica, a teda aj jej mocnosť, nedá sa presne stanoviť. Z výsledkov vrtných prác je zreteľný pozvoľný prechod do kvartérnych riečnych štrkov s postupným vykľňovaním smerom na sever. Za najsevernejší výbežok môžeme považovať štrky pri Petrovciach (asi 300 m J od osady Ortáš), kde v hĺbke 10,80 m sa zistila cca 30 cm poloha štrkov bez andezitových valúnov.

Identifikácia štrkov pozdišovskej formácie urobila sa na základe neprítomnosti andezitových valúnov. Hoci sa petrografická skladba valúnov percentuálne nesledovala, môžeme povedať, že prevládajú valúny pieskocov; menej časté sú brídlíce a rohovce a iba sporadicky sa vyskytujú kremence. Valúny sú dobre až dokonale opracované, často s limonitickým povlakom. Častý je výskyt niekoľko cm mocných polôh Mn a Fe konkrécií a zlepcov s tmelom Fe (v Topolnoch až 2,50 m).

*Štvrtohory* zastupujú holocénné aluviálne náplavy a náplavové kužele na východných svahoch Hrabovsko-trhovištskej hornatiny. Aluviálna niva rozkladá sa približne rovnako po pravej i ľavej strane rieky; iba v dolnej časti územia badať mierne zatlačenie rieky na východ, kde dosahuje údolná niva šírku ca 5 km. Od brekavskej preryv Laborec vytvoril rozsiahlu aluviálnu rovinu s dvoma tera-



sovými stupňami. Prvý stupeň je vysoký ca 2 m a tvorí monotónnu rovinu, ktorá smerom južným sa postupne rozširuje. Druhý stupeň je morfológicky badateľný Z od Strážskeho popri P. Černom, Vybuchanci a V od Lesného. Je vysoký ca 6 m. Smerom južným sa postupne znižuje a plynule prechádza do roviny.

Vznik prvého terasového stupňa sa v minulosti vysvetľoval tak, že Laborec po vyústení z brekovskej prery vytvára náplavový kužel štrkov a pieskov. I keď morfológia územia čiastočne tomu nasvedčuje, treba zdôrazniť, že práve v tomto území, ako ukázali vrtné práce, vyvinul sa typický profil riečnych sedimentov. Na povrchu sú piesčité hliny, ktoré prechádzajú do hlinitých štrkov a piesčitých štrkov (Ingr 1958).

Najnovšie je tendencia celý prvý terasový stupeň považovať za sústavu náplavových kuželov. Tento predpoklad zdá sa málo pravdepodobným. Vrtnými prácami nepodarilo sa nám zistiť ani jeden fakt, ktorý by tomu nasvedčoval (zmena granulometrického zloženia v smere prínosu materiálu, väčšie zahlinené polohy a pod.). Práve naopak, všade môžeme konštatovať určitú pravidelnosť v sedimentácii, typickú pre riečne náplavy.

Tento názor skôr platí pre vznik druhého terasového stupňa, kde riečne náplavy Laborca pokrývajú mocnejšie polohy deluviálnych hĺn (pri Suchom a severne od P. Černého), alebo sa striedajú so sedimentmi náplavových kuželov (pri Lesnom).

Kvartérne riečne sedimenty, resp. terasové stupne Laborca tvoria rôzne mocné polohy piesčitých a ílovitých hĺn a miestami aj preplavených sprašových hĺn. Pod nimi nasledujú piesčité štrky s rôznym obsahom ílovitých frakcií. Ich mocnosť sa mení a smerom južným narastá. V severnej časti okolo Strážskeho, Vole a Nacinej Vsi dosahuje 5 až 8 m (nadložné hliny 0,40—3,50 m). Od Petrovic na juh sa ťažko dá určiť mocnosť kvartéru, lebo v podloží, na rozdiel od severnej časti územia, kvartérne sedimenty prechádzajú do štrkov pozdišovskej formácie.

Výsledky vrtných prác nedovoľujú jednoznačne určiť túto hranicu, lebo pri odbere vrtného jadra dochádzalo k miešaniu materiálov (kalovanie). S určitou možno povedať, že kvartérne riečne sedimenty dosahujú 10 i viac metrov. So štrkami pozdišovskej formácie je ich mocnosť 20 až 25 m.

Petrografické zloženie štrkov je pomerne monotónne. Prevládajú valúny pieskovcov, zriedkavejšie sú andezity, menej časté valúny mezozoických hornín a rohovce.

Granulometrická skladba je pestrá. Nachádzame tu celú škálu frakcií — od najmenších až po valúny 10—15 cm veľké, takže z hľadiska hydrogeologického táto skladba zaručuje pomerne dobrú priepustnosť.

### Hydrogeologické pomery

Geologické útvary, ktoré sa buď priamo, alebo nepriamo zúčastňujú na stavbe skúmaného územia, majú rozdielne hydrogeologické vlastnosti. Tie útvary, ktoré podstatne nevlývajú na režim kvartérnych aluviálnych vôd, budeme charakterizovať iba stručne.

Pramene mezozoika Humenského, resp. Krivošanského pohoria poskytujú úhrnnú výdatnosť ca 15 l/sec. Tieto zdroje sú zachytené a využívajú sa zo severu pre vodovody Humenného, na južnej strane pre Michalovce, Oreské a Staré.

Hrabovsko-trhovišský tufitický komplex poskytuje málo prameňov, ktorých výdatnosť sa pohybuje v desatinách l/sec.



Neogénne sedimenty Východoslovenskej nížiny a ich hydrogeologickú charakteristiku rozpracoval J. Janáček (1961).

Hydrogeologické práce Geologického prieskumu v Žiline zamerali sa najmä na poznanie hydrogeologických pomerov kvartérnych riečnych sedimentov a štrkov pozdišovskej formácie. Prieskumné sondy sa hĺbili cez celú hrúbku zvodnenej vrstvy až do nepriepustného podložia. V pozitívnych prípadoch sa vybudovali pokusné studne, ktoré odoberajú vodu z celej zvodnenej vrstvy. Z doposiaľ získaných výsledkov štrkopiesčité súvrstvie môžeme charakterizovať ako dobre priepustné a zvodnené v celej mocnosti. Koeficienty priepustnosti sa pohybujú od  $3,66 \cdot 10^{-3}$  do  $1,77 \cdot 10^{-4}$  m/sec.

Výška hladiny podzemných vôd je rozdielna, jej úroveň určuje hydrogeologická spojitosť s Laborcom, zrážkové vody, priepustnosť a skryté prítoky z náplavových kuželov a z pozdišovskej formácie. Vo všeobecnosti sa hladina pohybuje na rozhraní povrchových hĺn a štrkov v hĺbke od 1,5 do 6,0 m, ojedinele až 11,5 m (Žabany). Prevláda voľná hladina podzemných vôd, zriedkavá je čiastočne napätá (iba na druhom terasovom stupni). Vodná kapacita štrkov sa mení z miesta na miesto a postupne narastá smerom k juhu. Podmieňuje to narastanie zvodnenej vrstvy (riečne štrky a pozdišovská formácia) a prítoky podzemnej vody z pozdišovskej formácie, pričom hlavnú úlohu pri doplňovaní zásob podzemnej vody má Laborec, ktorý priamo vplýva na režim podzemných vôd.

Celé študované územie môžeme na základe režimov podzemných vôd a zvodnenia sedimentov rozdeliť do troch hydrogeologických rajónov: a) *prvý rajón* zaberá prvý terasový stupeň od brekovskej preryvy po Petrovce (severná časť územia); b) *druhý rajón* zaberá prvý terasový stupeň a štrky pozdišovskej formácie od Petroviac po Michalovce (južná časť územia); c) *tretí rajón* zaberá druhý terasový stupeň a náplavové kužele na južných svahoch Pozdišovsko-trhovištskej hornatiny.

V *prvom rajóne* sa vyskytujú kvartérne podzemné vody s hladinou v hĺbke 1,5–3,00 m. Mocnosť zvodnenej vrstvy, ktorú tvoria štrky a piesky s menším-väčším obsahom hlinitých frakcií, je 4–6 m, pri celkovej mocnosti kvartérnych sedimentov 7–9 m. Priepustnosť zvodnených štrkopieskov je dosť rozdielna. Koeficienty priepustnosti sa pohybujú v rozpätí  $3,06 \cdot 10^{-4}$ – $4,65 \cdot 10^{-4}$  m/sec., lokálne  $1,87 \cdot 10^{-3}$ – $2,31 \cdot 10^{-3}$  m/sec. (južne od Strážskeho a Vole). Režim podzemných vôd ovplyvňujú vodné zrážky a iba čiastočne Laborec. Čerpacími pokusmi sa zistilo pomalšie doplňovanie zásob podzemných vôd. Ak sa má toto územie vodárensky využiť, možno rátať s odberom podzemnej vody max. 10 l/sec. na 1 km<sup>2</sup>.

V *druhom rajóne* sa vyskytujú miešané podzemné vody: kvartérne a vody pozdišovskej formácie s hladinou v hĺbke od 3–4 m. Mocnosť zvodnených kvartérnych riečnych sedimentov a štrkov pozdišovskej formácie je 15–17 m, pri celkovej mocnosti vrstiev 20–25 m. Koeficient priepustnosti sa pohybuje od



1,17 · 10<sup>-3</sup> — 1,61 · 10<sup>-3</sup> m/sec. Režim podzemných vôd určuje priamo Laborec a vody pozdišovskej formácie. Zvodnenie štrkov je značné, doplňovanie zásob podzemných vôd veľmi dobré. Najpriaznivejšie miesta odberu podzemnej vody sú v profile medzi Hrádkom pri Michalovciach a Topolanmi, kde dochádza k zvýšenej akumulácii podzemnej vody, ktorej napomáhajú nepriepustné ryolity Hrádku.

Tretí rajón je z hľadiska hydrogeologického najmenej preskúmaný. Dielčie výsledky poukazujú na priaznivé hydrogeologické pomery, kde možno počítať s miestnym odberom podzemnej vody 3—5 l/sec. Vzhľadom na svoje chemické zloženie sú podzemné vody kvartérne a miešané (vody kvartérne a vody pozdišovskej formácie) málo vhodné pre pitné ciele. Prevládajú typy bikarbonátovo-vápenaté s obsahom Na a Mg. Sú slabokyslé až neutrálne, mäkké a tvrdé, silne železité s veľkým obsahom Mn a s častým agresívnym CO<sub>2</sub>. Teplota podzemných vôd sa pohybuje od 7,2—11,4 °C.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod solných ložísk na východnom Slovensku. Sborník ÚŤG XVIII, Praha. — [2] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis pro mineralogii a geologii, č. 4., Praha. — [3] Čech F., 1956: Zpráva o geologickom výskume v oblasti medzi Strážskym a Bánovcami nad Ondavou. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Ingr M., 1958: Základové pomery hate v Krivoštanoch pri Strážskom. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [5] Kvitkovič J., 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a v priľahlých oblastiach. Geografický časopis XIII/3, Bratislava. — [6] Janáček J., 1958: Nové ložisko soli na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [7] Janáček J., 1959: K otázce stáří a vzniku pozdišovské štěrkové formace na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [8] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogénu na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [9] Janáček J., 1961: Geologické poměry ložiska u Michalovce na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [10] Janáček J., 1961: Vysvětlivky geologické mapy 1:50 000 list Michalovce. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [12] Matějka — Leško, 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. Geol. sborník IV/1—2; Bratislava. — [13] Michalíček M., 1960: Hydrochemický výskum východoslovenského neogénu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Mišík M., 1954: Sedimentárne-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. Geol. sborník V/1—4, Bratislava. — [15] Porubský A., 1957: Hydrogeologické pomery Východoslovenskej nížiny. Sbornik prác inž. geológie a hydrogeológie; ÚŠG, Žilina. — [16] Reith Z., 1956: Geologie Humenského pohoří na východním Slovensku. Geologické práce, Zprávy 8, Bratislava. — [17] Seneš J., 1956: Vztahy neogénneho vulkanizmu ku tektonickej stavbe východného Slovenska. Geol. sborník VII, Bratislava. — [18] Seneš — Švagrovský, 1957: Neogén východného Slovenska, Geol. práce, Zošit 16, Bratislava. — [19] Struňák V., 1961: Pozorovacie sondy v kvartérnych riečnych náplavoch Laborca v úseku Michalovce—Humenné. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [20] Tkáčik P., 1957: Hydrogeologický prieskum v Michalovciach. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [21] Tkáčik P., 1958: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu G-1 v Michalovciach. Rukopis; Archív GP, Žilina.



GEOLOGISCHE UND HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE IM  
FLUSSGEBIET VON LABOREC IN DER OSTSLOWAKEI

Quartäre Flussanschwemmungen von Laborec zwischen den Gemeinden Strážske und Michalovec in der Ostslowakei bieten grosse Mengen des Grundwassers. Neben den Randgebirgen (Mesozoikum von Humenské Pohorie, vulkanisches Vihorlat-Gebirge) am geologischen Bau des studierten Gebietes beteiligen sich: Neogen der Ostslowakischen Talebene, Pliozän — Schotterformation von Pozdišovce und quartäre Ablagerungen.

Neogen ist durch *Oberhelvet* (bunte Schichten — Leško 1953), *Untertorton* (detritische Schichten mit Kalksandsteinen) und *Obertorton* (mariner Torton von Fundušov, Zbudza; brackischer Torton in Süden) vertreten.

Die nördliche Grenze der Schotterformation von Pozdišovce wird noch weiter nach Norden verlegt, etwa bis an die Linie Petrovec—Lesné. Die Identifikation der Schotter wurde auf Grund der Abwesenheit der Andesitgerölle in den Schottern durchgeführt.

Im Quartär sind holozäne alluviale Anschwemmungen vertreten, die fast gleichmässig an beiden Flussufern von Laborec verbreitet sind und bilden 2 Terrassen.

Bei hydrogeologischen Untersuchungen konzentrierte man sich an quartäre Flussablagerungen und an Schotter der Pozdišovcer Formation. Das Niveau der Grundwässer ist unterschiedlich und von mehreren Faktoren beeinflusst. Im Einklang damit unterscheidet der Autor drei hydrologische Rayonen.



GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 29

Vydal Geofond, redakcia Bratislava roku 1963  
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

Hlavný redaktor člen-korešpondent ČSAV D. Sc. Michal M a h e l

301/03. Daň 5 %. 52137/62-VO. Papier 5154/01, 70 × 100. AH  
15,20, VH 15,66. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bra-  
tislave písmom garmond Kolektív. K-03\*31248

Cena brož. Kčs 18,50

56/III-3