1 3 128

MINERALIA SLOVACA



48
8384

20

1972

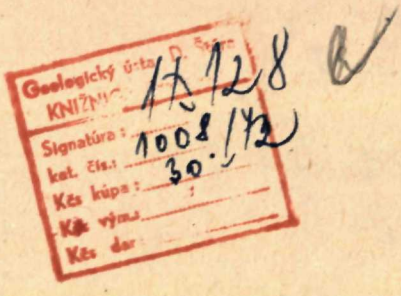
Bratislava — Spišská Nová Ves

MINERALIA SLOVACA

roč. IV (1972) — č. 14

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, Dr.Sc., RNDr. Ľudovít IVAN, CSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., Ing Ján SLÁVIK, CSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan ŤAPÁK, doc. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., prom. geol. Imrich VARGA



Vydavateľ a nakladateľ: GEOLOGICKÝ PRIESKUM, n. p., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava
Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Nafta, n. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

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

OBSAH — CONTENTS

GEOLÓGIA LOŽÍSK

Pavol Grecula: Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria — Probleme stratiformer Lagerstätten der Formation sulfidischer Erze in dem älteren Paläozoikum des Spišskogemerské rudohorie (Zips-Gömörer Erzgebirge) 117
Daniel Očenáš — Ján Zuberec: Ložisko bentonitu Jelšový potok v Žiarskej kotline — The Deposit of Benthonite Jelšový Potok in Žiarska Kotlina (Depresion) 135
Bedrich Gaža: Akumulácie plynov v severozápadnej časti Podunajskej panvy — Gas Accumulations in the Northwestern Part of the Danube Basin 145
Kamil Bílek: Nové ložiská ropy a plynu v okolí obce Gbely — New Oil and Gas Deposits of Gbely 161

MINERALÓGIA

Rudolf Kušík: Mineralógia kontaktných metamorfitov štiavnického ostrova — Mineralogy of Contact Metamorphites of the „Štiavnica Island" 173

HYDROGEOLÓGIA

Augustín Rebro: Vodné dielo Madunice a režim termálnych vôd v Piešťanoch — The Madunice Dam and the Regime of Thermae in Piešťany 193
Ondrej Franko: Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd — Possibilities of Ulitization of Earth Warmthin the Slovak Socialist Republic by Means of Finding New Sources of Hyperthermal Waters 205

SPRÁVY

Ján Pastor: Nový typ zrudnenia na antimonitovom ložisku Pezinok — A New Type of Ore Mineralization on the Antimonite Deposits Pezinok 217
Florián Vámoš: Geotechnické vlastnosti mladých sedimentov v oblasti Karlovej Vsi — Geotechnical Properties of Young Sediments in the Area of Karlova Ves . . . 221

REFERÁT — DISKUSIA

Dušan Hovorka: Streckeisenova klasifikácia a niektoré problémy nomenklatúry západokarpatských eruptívnych hornín — Streckeisen's Classification and Some Problems of Nomenclature of the West-Carpathian Eruptive Rocks 225

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Výťahy z prednášok 234

RECENZIE

H. Jäckli: Kriterium zur Klassifikation von Grundwasservorkommen *(D. Lamoš)* . . 134
V. V. Belousov: Strukturnaja geologija (M. Slivovský) 159
R. G. C. Bathurst: Carbonate sediments and their diagenesis *(M. Mišík)* 192
Z. Kukal: Geology of recent sediments *(M. Mišík)* 192

Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria

(6 obr. v texte)

PAVOL GRECULA*

Le gisement de pyrite stratiforme situé dans le Paléozoïque des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer

Le gisement le plus connu de pyrite stratiforme situé dans le Paléozoïque inférieur des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer se trouve à Smolník. Les dernières recherches ont apporté de nouvelles données sur sa stratigraphie, tectonique, volcanisme et métallogénie auxquelles cette contribution est dédiée.

Les gisements stratiformes sont liés au faciès à diabaseporphyre quartzeux rangé au développement eugéosynclinal du Paléozoïque inférieur et ils apparaissent sur deux horizons stratigraphiques. La minéralisation est liée toujours aux pyrochlastiques à diabase et elle occupe plusieurs positions de l'horizon métallifère. Les minerais inclus prédominent, les positions de pyrite coulée ou filonienne apparaissent aussi par places. L'horizon métallifère inférieur est riche en pyrite-chalkopyrite, l'horizon supérieur contient à prédominance: pyrite, chalcopyrite, galène et sphalérite. La minéralisation est concentrée aux environs des failles d'amenée. Ici on peut observer aussi la zonalité de minéralisation. La genèse des gisements est liée à l'activité gazohydrothermale et au volcanisme du type diabase (probablement Silurien-Devonien). Plus tard, ces gisements étaient atteints de métamorphisme et remaniés lors de la phase hercynienne et alpine.

V perspektívnych plánoch vyhľadávania medených rúd sú na poprednom mieste aj stratiformné ložiská kýzovej formácie — typ Smolník, ktorým doteraz, okrem ložiska Smolník, nebola venovaná väčšia pozornosť. Práce v okolí Mníška nad Hnilcom, Prakoviec, Kojšova, Sloviniek boli v tomto smere skutočne orientačné. Nové poznatky o stratigrafii, tektonike a magmatizme staršieho paleozoika, ako aj výskum vlastných ložísk prinášajú mnoho problémov, ktorých riešenie — z hľadiska perspektív tohto typu zrudnenia — je veľmi potrebné.

Stratigrafické kritériá lokalizácie zrudnenia

Jeden z najdôležitejších geologických faktorov, stratigrafia súvrství staršieho paleozoika nie je dnes ešte jednoznačne vyriešená. Úmerne tomu je aj poznanie tektonickej stavby územia. Tieto nejasnosti veľmi sťažujú vytypovanie prognóznych území, ale aj priame riešenie známych ložísk a výskytov.

V súčasnosti v Spišsko-gemerskom rudohorí sú na stratigrafiu a tektoniku staršieho paleozoika v podstate dva názory. Podľa L. Snopku (1971) základným elementom stavby je veľká mega-

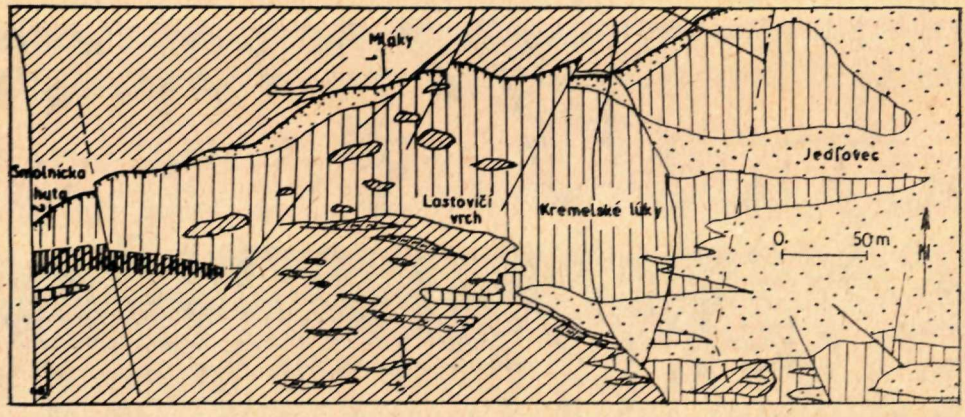
*RNDr. Pavol Grecula, CSc., Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, Košice, Stará Spišská cesta.

antiklinálna štruktúra. Táto je tvorená sedimentárno-vulkanogénnymi komplexami, interpretovanými ako výsledok rytmickej sedimentácie s charakteristickými veľkými mezorytmami. Dnes je známych 6 týchto mezorytmov, ktoré smerom od jadra budujú krídla tejto veľkej vrásovej štruktúry, pričom každý nasledujúci rytmus je vekove mladší. Litologická náplň jednotlivých rytmov je približne rovnaká.

Druhý smer vo výskume stratigrafie staršieho paleozoika (P. Grecula 1965, 1970) je založený na faciálnej analýze. Za základ berie 3 základné fácie a to: najnižšie je známa flyšová (psamitická) fácia, potom fácia grafitických bridlíc (euxinická) a najvyššie je vulkanogénna fácia, ktoré sú v superpozičnom vzťahu. Predpokladá sa regionálne rozšírenie týchto fácií, s priestorove diferencovanými vývinmi v rámci základnej fácie. Tektonická interpretácia je vrásovo-prešmyková, miestami výrazne šupinovitá, s niekoľkými dominujúcimi veľkými vrásovými štruktúrami regionálneho významu.

Vekové rozpätie súvrství, či vrstiev, ktoré sa zaraďujú do staršieho paleozoika, ani v jednom prípade nie je dokázané.

Aby pri tejto problémovej analýze zaťaženosť vyššie uvedenými stratigrafickými schémami bola čo najmenšia, vychádzajme z litologických profilov získaných vrtnými a banskými prácami a z geologickej mapy (obr. č. 1—5).



Obr. č. 1
Geologická mapa medzi Smolníckou Hutou a Jedľovcom (P. Grecula 1965). Vysvetlivky ako pri obr. č. 2.

Abb. 1.
Geologische Karte des Gebietes zwischen Smolnícka Huta und Jedľovec (P. Grecula 1965). Erläuterungen wie bei Abb. 2.

Ložisko Smolník leží v pásme Smolník — Jedľovec (Fichtenhübel) a je geologicky podrobne prebádané. Leží v nadloží prešmykovej línie Jedľovca. Pozícia zrudneného horizontu je viditeľná na obr. č. 1 a 2 a je overená technickými prácami. Súvrstvie kvarcitov flyšového vývoja sa nachádza v okolí šachty Péch, pokračuje k povrchu a tiahne sa od Smolníckej huty na Lack a Jedľovec, kde zaberá veľkú plochu. V nadloží kvarcitov sa pozvoľne vyvíjajú grafiticko-sericitické fylity a potom zelené chloriticko-sericitické fylity. V spodnej časti týchto zelených fylitov sú výlevy diabázov (vo vnútri lávového prúdu s gabrodioritmi) a ich pyroklastiká, ktoré z hrubozrnných prechádzajú do pyroklastík popolového charakteru, na ktoré je viazané sírnikové zrudnenie. Z technických prác vidno, že produktívny vulkanogénny horizont do hĺbky sa zužuje a približne v reze vrtu G-35 končí a naopak významné miesto zaberajú grafiticko-sericitické fylity, ktorých rozšírenie a pozícia je dosť vierohodná aj južne od ložiska smerom k žilnému ťahu Mária Snežná a ďalej ku Kotlincu.

Východnejšie v oblasti Lastovičieho vrchu, vzájomný vzťah uvedených horninových komplexov je podobný, aj keď podstatne menšia preskúmanosť dovoľuje aj inú interpretáciu, ako je na obr. č. 3. Na Z svahu Kotlinca slabé impregnácie, hlavne pyritu, sú viazané na ten istý horizont ako ložisko Smolník.

Medzi Mníškom n. Hnilcom a Prakovcami sa nachádza druhá oblasť pyritpolymetalických stratiformných ložísk s lokalitami Špičák (Spitzenberg), Jalovičí vrch (Štirkenberg), Hutná dolina. Litologický vývoj s rudným horizontom je nasledovný (na príklade ložiska Jalovičí vrch a J od Prakoviec):

Nad grafiticko-sericitickými fylitmi je mocný (100—300 m) komplex zelenkavých fylitov s polohami jemnozrnných sivozelenkavých kvarcitov. Nad ním nasleduje komplex vulkanických hornín a to na spodu s diabázmi (stred lávových prúdov je opäť „grabrodioritový") a ich pyroklastikami, v ktorých sú aj polohy pyroklastík kyslého vulkanizmu (10—100 m). Na tento horizont sú viazané sírnikové rudy. Nad nimi nasledujú mocné masy jemno i hrubozrnných kyslých pyroklastík i kremitých porfýrov (obr. č. 4 a 5).

V takejto pozícii je aj zrudnenie pri Kojšove na Suchom vrchu (B. Kusák 1971) a JZ od Sloviniek (J. Hudáček — J. Antaš 1965).

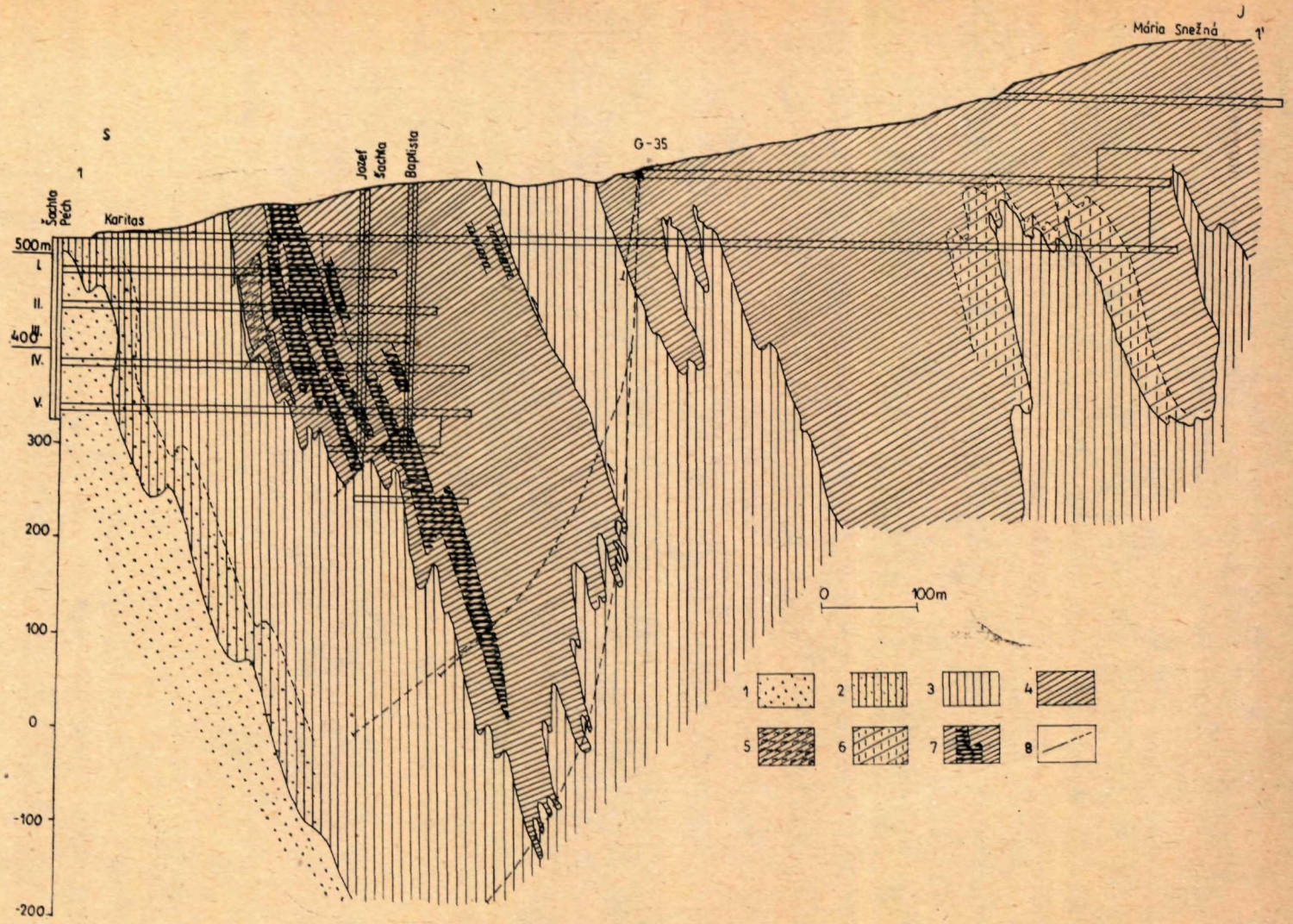
Samostatne stojí polymetalické *ložisko Alžbeta* v Bystrom potoku, ktorého syngenetický pôvod však nemusí byť jednoznačný (J. Kantor 1962). Leží v súvrství grafitických fylitov a v zmysle stratigrafie autora by bolo relatívne staršie nie len ako ložiská pri Mníšku n. Hn., ale aj ako ložisko Smolník (J. Kantor 1962, 1964, udáva silúrsky vek).

Z analýzy litologického vývoja ložiskových území, možno dedukovať určité zákonitosti väzby zrudnenia na litostratigrafický horizont a vymedziť dva rudonosné horizonty.

Spodný rudonosný horizont je (v nadloží súvrstvia grafiticko-sericitických fylitov) na báze komplexu zelenkavých, často tufitických fylitov a teda aj na báze vulkanogénneho súvrstvia gelnickej série. Tu patrí ložisko Smolník a ďalšie indície v okolí Smolníka a jedna (spodná) poloha ložiska južne od Prakoviec (obr. č. 4). Výskyt sírnikového zrudnenia pri Brusníku (I. Varga 1971) pravdepodobne patrí taktiež k spodnému rudonosnému horizontu.

Vrchný rudonosný horizont sa nachádza v strede vulkanogénneho súvrstvia a to na prechode medzi nižšie ležiacim komplexom zelenkavých fylitov a vyšším vulkanickým komplexom, resp. na báze vulkanického komplexu (čo je logickejšie, nakoľko diabázový vulkanizmus v tejto oblasti je na začiatku dominujúceho kyslého vulkanizmu). Tu patria ložiská pri Mníšku n. Hnilcom (Špičák, Jalovčí vrch, Hutná dolina), južne od Prakoviec, v doline Pivering SZ od Medzeva, na Suchom vrchu pri Kojšove a JZ od Sloviniek. Pre druhý rudonosný horizont je charakteristické, že v nadloží zrudnenej polohy sa nachádzajú kyslé pyroklastiká — porfyroidy, zatiaľ čo pri spodnom rudonosnom horizonte v jeho nadloží je komplex zelenkavých fylitov.

Tieto dva rudonosné horizonty sú teda aj v rôznych stratigrafických úrovniach, avšak vždy sú vo vulkanogénnom súvrství, ktorého stratigrafický rozsah, ako aj celej gelnickej série, nie je dodnes dokázaný. Ak by platilo, že jednotlivé súvrstvia (fácie) majú regionálne rozšírenie (P. Grecula 1970) a že sú v neopakovateľnom superpozičnom vzťahu, potom ložisko Smolník by bolo relatívne staršie ako ložiská pri Mníšku n. Hn., Kojšove, Slovinkách. To je však v protiklade so zisteným absolútnym vekom (J. Kantor 1962).


S
J
1
1'
Mária Snežná
Jozef Šachta
Baptista
G-35
Šachta Pech
Karitas
500m
I.
II.
III.
IV.
V.
400
300
200
100
0
-100
-200
0
100m
1
2
3
4
5
6
7
8

Na základe izotopov Pb z galenitov pri Mníšku, súvrstvie so sírnikmi je kambrického veku, kým ložisko Smolník by bolo až v silúre. Na základe toho J. Ilavský — J. Kantor (1967) usudzuje, že vrstvy gelnickej série v okolí Mníška n. Hn. sú kambrické, smerom k Smolníku a ďalej k juhu sú vždy mladšie a že tieto sedimentárno-vulkanické komplexy sa niekoľkokrát opakujú v monoklinálnom upadaní (podobne ako to predpokladá aj L. Snopko). Pravda, izotopy Pb v galenitoch pri ich polymetamorfnom prepracovaní len ťažko poskytnú jednoznačné údaje k riešeniu stratigrafie staršieho paleozoika, zvlášť pokiaľ nie je urobené väčšie množstvo rozborov absolútneho veku.

Podľa starších úvah a na základe predpokladu, že súvrstvie grafitických fylitov patrí silúru, nadložné vulkanogénne súvrstvie so stratiformnými ložiskami sírnikovej formácie, ku ktorému priraďujeme aj doterajšiu rakoveckú sériu, by mohlo patriť do devónu.

Pri riešení smerného a hĺbkového vývoja známych stratiformných ložísk, ako aj pre posúdenie možnosti výskytu ďalších ložísk tohto typu, presné zaradenie rudonosných horizontov do chronologickej škály nie je ani tak dôležité, ako celková ujasnenosť stratigrafie gelnickej série. Za predpokladu existencie troch stratigrafických súvrství s vrásovo-prešmykovou stavbou a pri zistení väzby zrudnenia na dva stabilné litostratigrafické horizonty, kritéria pre vyhľadávanie stratiformných ložísk sú celkom iné ako pri stratigraficko-tektonickej schéme Snopku či Ilavského. Preto výskumu stratigrafie staršieho paleozoika aj z tohto dôvodu sa pripisuje veľký význam. Pri charakteristikách stratiformných ložísk (napr. V. I. Smirnov, 1970, G. H. Ščerba 1968 a i.) sa udáva, že tieto sú viazané prevažne na jeden stratigrafický horizont a že stratigrafická hranica je aj hranicou ložiska. V našom prípade s takouto presnosťou zatiaľ nepracujeme, avšak vyššie uvedené názory sa týmto kritériám veľmi približujú.

Litologicko-vulkanické aspekty vzniku a lokalizácie zrudnenia

Na všetkých ložiskách a výskytoch stratiformných sírnikových ložísk je viditeľná spätosť zrudnenia s diabázovým vulkanizmom ako na to poukázal J. Ilavský (1959, 1965) v Smolníku a P. Grecula (1965) medzi Mníškom nad Hnilcom a Prakovcami. *Zrudnenie je viazané na jemnozrnné diabázové pyroklastiká,* v ktorých sa nachádzajú aj najbohatšie polohy a to ako dôsledok synchrónnej plynno-hydrotermálnej činnosti a zároveň aj ako vhodného pórovitého prostredia pre mobilizáciu prvkov pri metamorfných procesoch, ktoré viacfázovo dotvorili dnešný mineralogicko-petrografický obsah kýzových ložísk (napr. aj podľa L. Drnzíkovej 1968).

←

Obr. č. 2. **Geologický rez ložiskom Smolník** — orig. (s použitím podkladov ŽB a GÚDŠ).
1 — metapsamity (flyšové súvrstvie), 2 — prechodný horizont medzi metapsamitmi a grafitickými fylitmi, 3 — súvrstvie grafitických fylitov, 4 — vulkanogénne súvrstvie — komplex zelenkavých fylitov, 5 — diabázové horniny, 6 — prechodný horizont medzi súvrstvím grafitických fylitov a komplexom zelenkavých fylitov, 7 — rudonosný horizont, 8 — zlomy.

Abb. 2 Geologischer Schnitt durch die Lagerstätte Smolník (Orig.)
1 — Metapsammite (Flysch-Schichtenfolge), 2 — Übergangshorizont zwischen den Metapsammiten und graphitischen Phylliten, 3 — Schichtenfolge graphitischer Phyllite, 4 — vulkanogene Schichtenfolge — Komplex grünlicher Phylite, 5 — Diabasgesteine, 6 — Übergangshorizont zwischen der Schichtenfolge graphitischer Phyllite und den Komplex grünlicher Phyllite, 7 — erzführender Horizont, 8 — Brüche.

Diabázové pyroklastiká, hlavne jemnozrnné tufity, sú zmenené na chloritické fylity, so šošovkami metamorfogenných karbonátov a karbonatických chloritických fylitov. Tieto karbonáty sa nachádzajú v Smolníku, na Jalovičom vrchu, ba aj inde a ležia priamo vo vulkanickom diabázovom komplexe. Nie je možné ich porovnať ani pozíciou, ani genézou s karbonátmi, ktoré sa vyskytujú v súvrství grafitických fylitov napr. v pruhu Hanková — Volovec — Holec a inde.

Na Jalovičom vrchu tzv. karbonátova poloha je asi 2 m mocná, smerná dĺžka nie je väčšia ako 30 m. Ohraničie oproti okolným diabázovým pyroklastikám je veľmi problematické, pretože prechod je pozvoľný a karbonátová poloha sa vyznačuje iba zvýšeným obsahom karbonátov, najčastejšie vo forme novotvorených „vtrúsených" zŕn — klencov alebo nepravidelnými zhlukmi, šošovkami a žilkami (čím potom aj karbonátova poloha je evidentnejšia). Celá poloha predstavuje chloriticko-karbonátovú masu so sírnikmi, pričom ako chlorit, tak aj karbonáty predstavujú produkty poslednej metamorfnej rekryštalizácie.

Z celkového vystupovania karbonátov v diabázovo-pyroklastickom horizonte sa zdá, že ide buď o produkt metamorfnej premeny diabázových pyroklastík, alebo vzhľadom na ich prítomnosť priamo v rudonosnom horizonte je treba predpokladať aspoň čiastočne aj ich synsedimentárny, najskôr vulkano-chemický pôvod. *Polohy karbonátov, resp. tufokarbonátov v rudonosnom horizonte potom je možné vysvetliť metamorfnou zbernou rekryštalizáciou z polôh obohatených syngenetickými karbonátmi a z produktov premien diabázových hornín.*

Okrem zrudnenia v diabázových pyroklastikách sa toto JZ od Sloviniek (J. Hudáček — J. Antaš 1965) vyskytuje aj v *zelených hrubozrnných metapyroklastikách* s výrastlicami kremeňa, rozložených amfibolov a živcov. Pozícia týchto bázickejších porfyroidov je podobná diabázovým horninám, t. zn., že sa vyskytujú na báze vulkanického porfyroidového komplexu. Predstavuje najskôr produkty extruzívneho intermediárneho vulkanizmu, ktoré v zmysle Niggliho klasifikácie by odpovedali výlevným ekvivalentom dioritov (P. Grecula 1965).

V území medzi Hutnou dolinou (J od Helcmanoviec) a Prakovcami zrudnenie sa vyskytuje v *tufito-kvarcitických horninách* (rytmické striedanie cm vrstvičiek kremito-psamitickej a diabázovo-pyroklastickej povahy). Vtrúsený typ zrudnenia sa viaže hlavne na vrstvičky pyroklastík, ktoré sú väčšinou budinované, zatiaľ čo žilky prechádzajú cez obidva typy. Podobný charakter rudonosných hornín je aj S od Jalovičieho vrchu, ktoré predstavujú vzhľadom k vulkanickému centru už vzdialenejší vývoj horizontu diabázových hornín, kde už pristupuje aj klastický psamitický a pelitický materiál. Úmerne tomu vyznieva aj zrudnenie. Na príklade poznatkov zo štôlne č. 10 v Hutnej doline vidno, že bohaté zrudnenie je aj v zelenkavých (pôvodne asi tufitických) jemnozrnných kvarcitoch, kde typické diabázové pyroklastiká sa nenachádzajú. Toto núka myšlienku, že k *vzniku syngenetických sírnikových ložísk nie je bezpodmienečne nutná prítomnosť produktov extruzívneho diabázového vulkanizmu, pokiaľ je s ním spojená synvulkanická plynnohydrotermálna rudonosná činnosť.*

Z vyššie uvedeného je dosť jednoznačné spojenie stratiformných ložísk kýzovej formácie s diabázovým vulkanizmom, ostáva však problém, koľko vulkanických období s diabázovými produktami bolo počas vývoja dnešnej gelnickej série, na ktoré by sa teoreticky mohlo viazať sírnikové zrudnenie. Je to jeden zo styčných problémov názorových nezhôd a nedoriešenej stratigrafie a stavby staršieho paleozoika. V zmysle L. Snopku a J. Ilavského by ich mohlo byť niekoľko, prakticky v každom mezorytme.

V zmysle vlastných zistení a predstáv, *prvá vulkanická (diabázová) činnosť* je na rozhraní fácie grafitických bridlíc a vyššej vulkanogénnej fácie ako odozva

tektonickej aktivity, v dôsledku čoho zanikajú aj podmienky predchádzajúcej euxinickej fácie. Takto produkty diabázového vulkanizmu ojedinele sú aj vo vrchnej časti súvrstvia grafitických fylitov, ale hlavne na báze vulkanogénneho súvrstvia.

Druhé obdobie je vo vrchnej časti vulkanogénneho súvrstvia a to na báze vulkanického komplexu, ktorý začína diabázovým vulkanizmom (nie v celom vývoji pánvy) a pokračuje mohutným intermediárnym (severnejšie zóny) a hlavne kyslým vulkanizmom. To znamená, že v zmysle autorovej stratigrafie v gelnickej sérii sú dva horizonty s bázickým vulkanizmom, ktoré majú aj svojich vyššie uvedených reprezentantov v stratiformných sírnikových ložiskách. Tieto horizonty však nemajú regionálne rozšírenie a intenzita diabázového vulkanizmu je rozdielna aj v jednotlivých priestorove viazaných vývinoch vulkanogénneho súvrstvia.

Vplyv tektonicko-metamorfných procesov pri formovaní stratiformných ložísk kýzovej formácie

Tektonika všeobecne nie je pri vzniku stratiformných ložísk tak dôležitým činiteľom ako u žilných typov. Porudná tektonika má rovnaké negatívne vplyvy, pravda, zatiaľ čo u žilných typov predrudná tektonika je „tvorivá", ten istý tektonický proces u stratiformných ložísk je už deštrukčný. Riešenie stratiformných ložísk zahrňuje preto výskum vrásnivo-zlomových štruktúr všetkých tektonických pochodov, ktoré sa odohrali vo vývoji gemeríd. Ich dešifrovanie je vecou podrobnej tektonickej analýzy všetkých útvarov Spišsko-gemerského rudohoria, preto v tomto článku bude pojednanie iba o niektorých vybraných problémoch.

Všetky doteraz známe ložiská majú väčšiu smernú dĺžku ako šírku, resp. sa vyznačujú zoradovaním do pásiem súbežných s horninovými pruhmi. Podobne je to aj s diabázmi, resp. tzv. gabrodioritmi a to hlavne medzi Smolníckou Hutou — Lastovičím vrchom — Jedľovcom a dolinou Porčka (dĺžka asi 5 km), ako aj medzi Mníškom n. Hn. a Prakovcami (4 km). Tieto údaje upozorňujú na synsedimentárne zlomové línie, možno hlbšieho aj hlbinného založenia, ktoré sa stali následne nielen prívodnými cestami bázického vulkanizmu, ale aj sprievodnej plynohydrotermálnej subakvatickej činnosti. V okolí týchto prívodných zlomov došlo aj k maximálnemu nahromadeniu rudných prvkov a k ich vyzrážaniu. Tieto miesta by mohli indikovať liaté polohy sírnikov, ktoré nachádzame v najbohatších častiach ložiska a to ako v Smolníku, tak aj na Jalovičom vrchu. Vzďaľovaním sa od prívodného zdroja, pochopiteľne aj intenzita zrudnenia postupne klesá. Pekne to pozorovať na Jalovičom vrchu, kde šírka od najbohatšej zóny až po slabé prejavy zrudnenia je 250—300 m (po rozvinutí synklinálnej časti vrásy). Táto šírka dosahu zrudnenia od prívodného centra už primárne nemusí byť symetrická a to pre sklon dna panvy, alebo pre výlevy hydroteriem na svahoch už predtým vzniknutých vulkanických kupol a pod., nehovoriac už o vplyve porudnej tektoniky.

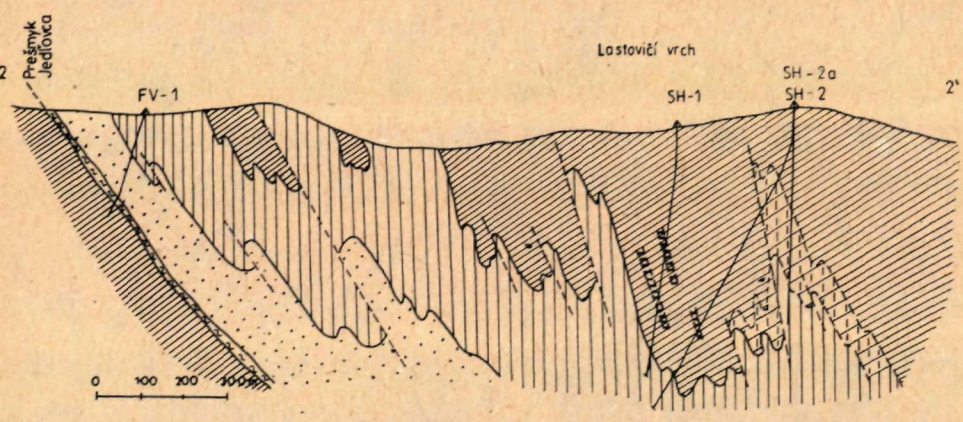
V smere zrudnenej zóny intenzita zrudnenia je taktiež variabilná, resp. jednotlivé úseky sú oddelené hluchými časťami. Z toho treba usudzovať o líniovodiskontinuitnej vulkanickej a fumarolovo-solfatárnej činnosti.

Stratiformné sírnikové ložiská a *sústredený výskyt diabázov a tzv. gabrodioritov indikujú teda staré synsedimentárne zlomy*, prebiehajúce súbežne s osou panvy. Taktiež aj výlevy kremitých porfýrov v týchto pásmach (Mníšek n. Hn. — Kojšov, rozvodový hrebeň JZ od Sloviniek a i.), je treba viazať na tieto zlomy. To všetko môže zároveň slúžiť ako nepriame vyhľadávacie kritériá stratiformných ložísk.

Ďalší tektonický problém, ktorý už priamo súvisí so smerným a hĺbkovým

pokračovaním známych ložísk, ako aj pre prognózy týchto ložísk, je *charakter tektonickej stavby*. Jeho poznanie je do určitej miery závislé od stratigrafie. Aby subjektívny vplyv na interpretáciu stavby ložiska Smolník, Jalovičí vrch a Prakovce sa čo najviac vylúčil (o litológii sa hovorilo skôr), geologické rezy na obr. č. 2 až 5 sú z najviac preskúmaných oblastí, resp. častí ložiska.

Z geologických rezov, z mapy a z poznatkov územia Jedľovec (ktorý je priamym východným pokračovaním pruhu od Smolníka) sa nepochybne rysujú veľmi *komprimované vrásové štruktúry* s neúmerne veľkou výškou vrásy oproti šírke, ktorých ramená sú redukované až vytiahnuté (obr. č. 2 a 3). Je tu taktiež možno predpokladať vrásovo-prešmykovú až šupinatú stavbu, ako je to východnejšie na Jedľovci, nakoľko aj vlastné ložisko Smolník je veľmi blízko k presunovej línii Jedľovca.



Obr. č. 3
Geologický rez západne od Lastovičieho vrchu (orig.). Vysvetlivky ako pri obr. č. 2.
Abb. 3.
Geologischer Schnitt westlich von Lastovičí vrch. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

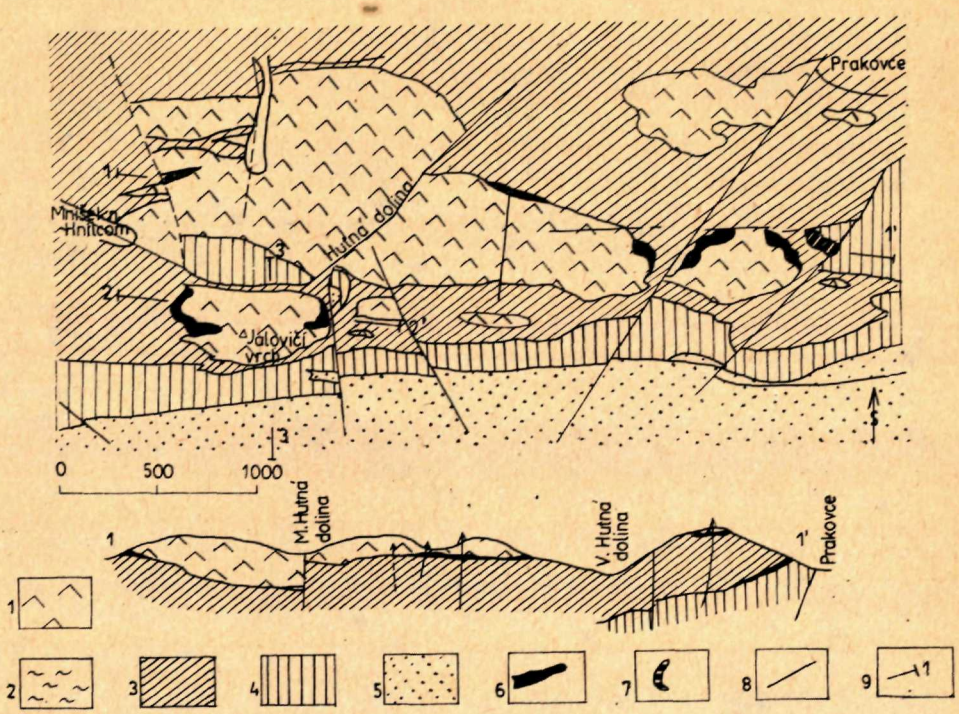
Podľa geologickej mapy a zo znalosti superpozície súvrství, ako aj z drobnoštruktúrnych meraní, vrásové B-osi sa od Zlatej doliny (S od Medzeva) západným smerom k Jedľovcu a Smolníku ponárajú. V dôsledku toho, ako aj pričinením priečnej zlomovej tektoniky poklesového charakteru, smerom od Zlatej doliny k Smolníku sa objavujú stále vyššie stratigrafické súvrstvia a nakoniec aj vulkanogénne (rudonosné) súvrstvie. V obrátenom zmysle to značí, že rudonosný horizont od Smolníckej Huty východným smerom k Lastovičiemu vrchu sa vynára a to aj skokovite na priečnych zlomoch (napr. v doline Červená voda a zlomom idúcim z doliny Lack).

V rámci synklinálnej stavby vulkanogénneho súvrstvia rudonosný horizont na ložisku Smolník zaujíma miesto na severnom ramene synklinálnej časti vrásy. Či produktívna zóna je aj v južnom ramene vrásy je problematické a to z toho dôvodu, že priestorové rozšírenie zrudnenia (do strán od V—Z prívodného zlomového systému) nie je presne známe a je aj ťažko predpokladať väčšiu pôvodnú vzdialenosť ako 500 m. Pritom zo skúseností ložiska Jalovičí vrch, ako aj z geochemického chovania sa a schopnosti migrácie hlavných kovových prvkov (Cu, Pb, Zn) v sedimentačnom priestore smerom od prínosových centier, možno predpokladať, že vo vzdialenejších častiach od stredu ložiska bude prevládať už takmer iba pyritové zrudnenie. Ak by sme za stred ložiskovej zóny považovali úsek

medzi prekopom Karitas a IV. horizontom, kde sú známe aj „gabrodiority", odtiaľ na strany, resp. v dnešnej stavbe hore a dole, by sa mohli očakávať vyššie uvedené kvantitatívne i kvalitatívne mineralogické zmeny. Z toho dôvodu potom zrudnenie na južnom ramene synklinály už nemusí byť ekonomicky zaujímavé (obr. č. 2).

Druhá príčina, prečo južné rameno synklinály nemusí obsahovať zrudnenú zónu, je tektonické vyvlečenie a pretrhnutie ramena a prešmyk južnejšie ležiacej antiklinálnej časti (grafitické fylity) na severnejšiu synklinálu.

Výskyt bázických hornín ako jeden z vyhľadávacích príznakov nie je iba v jednom pruhu Smolnícka Huta — Lastovičí vrch, čím by sa zrudnenie muselo obmedziť iba na jedno úzke pásmo, ale tieto sú známe aj južnejšie, ba až v doline Pivering (O. Rozložník 1965).



Obr. č. 4.
Geologická mapa medzi Mníškom nad Hnilcom a Prakovcami (P. Grecula 1965) **a pozdĺžny geologický rez s výskytmi stratiformných ložísk.**
1 — vulkanický komplex, 2 — rudonosný horizont: diabázové pyroklastiká, tufitické fylity a kvarcity, málo diabázov a sírnikové zrudnenie, 3 — komplex zelenkavých fylitov, (1—3 vulkanogénne súvrstvie), 4 — súvrstvie grafiticko-sericitických fylitov, 5 — metapsamitické (flyšové) súvrstvie, 6 — vrchný rudonosný horizont, 7 — spodný rudonosný horizont, 8 — zlomy, 9 — línie geol. rezov.

Abb. 4.
Geologische Karte des Gebietes zwischen Mníšek nad Hnilcom und Prakovce, und geologischer Längsschnitt mit den Vorkommen stratiformer Lagerstätten.
1 — vulkanischer Komplex, 2 — oberer erzführender Horizont: pyroklastische Diabasgesteine, tuffitische Phyllite und Quarzite, wenige Diabase und sulfidische Vererzung, 3 — Komplex grünlicher Phyllite, (1—3 vulkanogene Schichtenfolge), 4 — Schichtenfolge graphitisch-serizitischer Phyllite, 5 — metapsammitische (Flysch-) Schichtenfolge, 6 — oberer erzführender Horizont, 7 — unterer erzführender Horizont, 8 — Brüche, 9 — Linien der geologischen Schnitte.

Vyššie uvedený vrásový charakter stavby (obr. č. 2) ako aj uvedená zonálnosť zrudnenia, určujú aj perspektívy vlastného ložiska Smolník, ako aj územia ležiaceho južne od vlastného ložiska, včítane indícií v doline Pivering.

Drobné vrásové štruktúry v blízkosti prešmykovej línie Jedľovca (ktoré sa u homogénnych fylitických komplexov ťažko dajú sledovať) boli modifikované do izoklinálnych vrás a diferenciálnymi pohybmi po s_2 — plochách boli pretransformované do systému s_2 bridličnatosti. Príklady pre to nie sú ojedinelé. Preto aj rudonosný horizont, pôvodne zvrásnený a dnes vyzerajúci akoby „budinované" viacvrstvové doskovité teleso, leží v úplne prevládajúcom systéme s_2 plôch. Len zriedkavo, a to hlavne smerom k Márii Snežnej (ďalej od línie Jedľovca), je možné už zreteľnejšie sledovať vzťahy s_1 a s_2 plôch. Rôzne typy vráskovania v okolí zlomových línií sú superpozične mladšie a už nepatria do vyššie popisovaného tektonického štýlu. Podrobne ich popisuje J. Ilavský (1968) a tiež aj priečnu zlomovú tektoniku.

Ložisko Smolník leží teda v severnom ramene úzkej synklinály vulkanogénneho súvrstvia, ktorej najnižšie ležiaca silne prevrásnená časť leží v profile vrtu G-35, čím je daná aj hĺbka ložiska Smolník. Pravda, ak zohľadníme predpokladanú zonálnosť zrudnenia, tak pyrit — chalkopyritový typ zrudnenia nedosahuje ani túto hĺbku.

Interpretácia stavby okolia Smolníka podľa Ilavského (1964, 1965, 1968 a J. Ilavského — J. Kartora, 1967) je podstatne odlišná a predstavuje schému monoklinálne k juhu upadajúcich sedimentárno-vulkanických komplexov. Pochopiteľne to má aj iný dosah pre celkové riešenie stratiformných ložísk. Len ďalšie podrobnejšie práce, ktoré budú rešpektovať obidva (resp. ďalšie) názory, môžu priniesť vyšší stupeň poznania týchto problémov.

Na ložiskách v pruhu Mníšek n. Hn. — Prakovce — Kojšov a JZ od Sloviniek vrásová stavba je taktiež veľmi evidentná (obr. č. 4 a 5). Tu však vrásy sú už menej stlačené (typ kongruentných vrás) a to hlavne v dôsledku rigidného (porfýry, porfyroidy) jadra synklinál. Aj v tomto území znalosť úpadania B-osi vrás je dôležitým kritériom pri prieskume a prognóznom hodnotení zásob ložiska. Tak napr. od Jalovičieho vrchu východne k Hutnej doline upadá B-os k východu asi 10°, čím zákonite staré banské práce razené zo západu prešli zo zrudnenej polohy do nadložných kremitých porfýrov. Aj vďaka tomu je predpoklad, že ďalej k východu zrudnenie pokračuje a nebolo vydobyté (obr. č. 5).

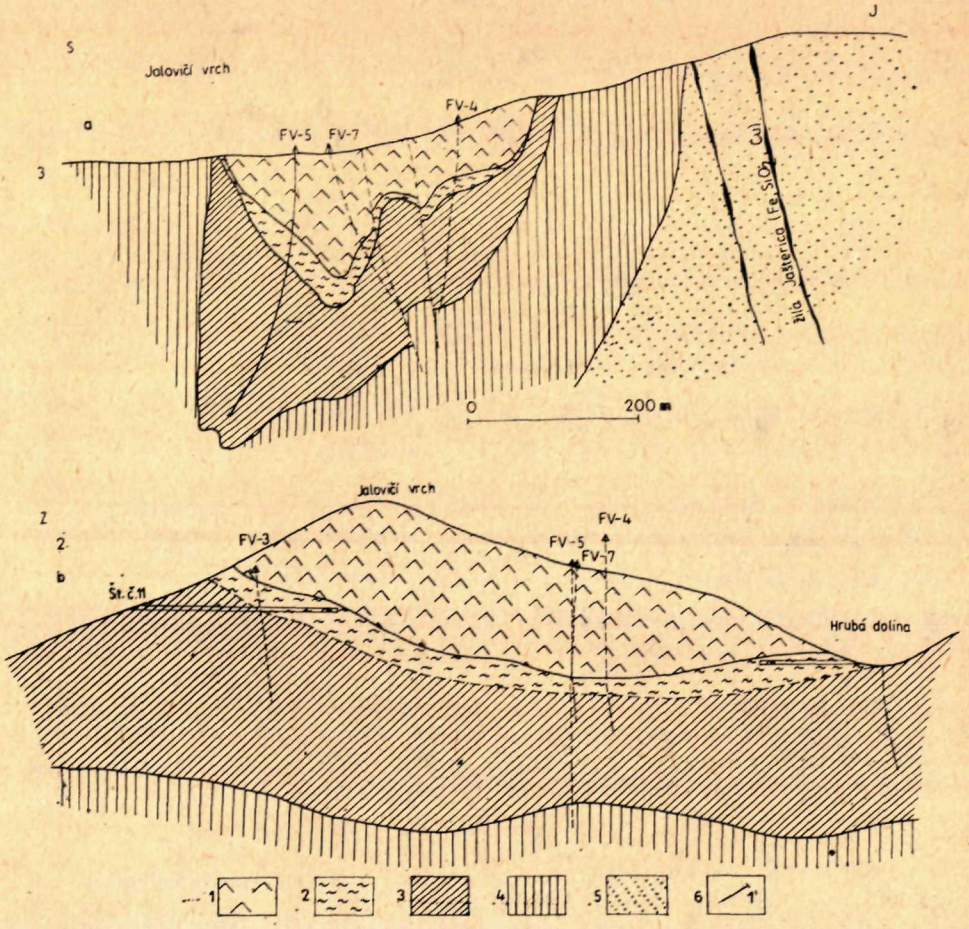
Asi 1 km severnejšie do Jalovičieho vrchu sú na okraji ďalšej synklinály porfyroidov indície stratiformných sírnikových rúd, ktoré sú potom aj východne v Hutnej doline. Za predpokladu vrásovej stavby a toho, že kremité porfýry a porfyroidy tvoria jadro synklinály, je teoretická možnosť výskytu horizontu s diabázovým vulkanizmom a sírnikovým polymetalickým zrudnením aj v tomto pruhu (obr. č. 4).

Problém tektonického uloženia stratiformných ložísk je aj problémom štýlu stavby staršieho paleozoika. Každá predstava podmieňuje často podstatne rozdielny prístup k ich riešeniu. Domnievam sa, že vrásovo-prešmyková už šupinatá stavba je dnes o niečo preukázateľnejšia, čo by malo svoj odraz aj pri prognóznom hodnotení syngenetických ložísk.

Prínos a akumuláciu rudných komponent dnešných stratiformných ložísk kýzovej formácie vo vulkanogénnom súvrství gelnickej série považujeme za syngenetickú a to pričinením submarinnej plynohydrotermálnej činnosti, ktorá je synchronná s diabázovým vulkanizmom. Epigenetické polychronné metamorfné prepracovanie, remobilizácia komponent a regenerácia pôvodnej minerálnej asociácie boli určujúce pre dnešnú formu a charakter mineralizácie týchto ložísk.

O syngenetickom pôvode ložísk typu Smolník svedčia aj geochemické práce B. Cambela a J. Jarkovského (1967) a výskum izotopov síry z ložiska Smolník a Mníšek n. Hn. (J. Kantor — M. Rybár 1964, 1970).

Dôsledky a prejavy viacetapového prepracovania hornín i minerálneho obsahu rudonosného horizontu, ktoré súvisí s uplatnením metamorfných procesov v súvrství staršieho paleozoika, neboli zatiaľ mineralogicky komplexne spracované.



Obr. č. 5
Geologické rezy (a — priečny, b — pozdĺžny) územím so stratiformnými ložiskami medzi Mníškom n. Hn. a Prakovcami. Línie rezu a vysvetlivky sú na obr. č. 4.
Abb. 5.
Geologische Schnitte (a — Querschnitt, b — Längsschnitt) durch das Gebiet mit stratiformen Lagerstätten zwischen Mníšek und Prakovce.
Schnittlinien und Erläuterungen auf Abb. 4.

L. Drnzíková (1968) v tomto smere prehľadne spracovala ložisko Jalovičí vrch. Keďže nie je jednoznačnosť ani v počte a kvalite metamorfných procesov, výsledky mineralogického výskumu budú taktiež alternatívne.

Na ložiskách pozorujeme vtrúsený typ zrudnenia, ktoré sleduje ohybové deformácie, t. zn., že je už spolu zvrásnené počas prvého (podľa autora hercýnskeho)

tektonometamorfného procesu. Priečna bridličnatosť je už jasne mladšia. To však nie je dôkazom pre to, aby ďalšie alpínske fázy sa neuplatnili pri mineralogickom i celkovom formovaní ložiska, ibaže regenerované staršie zrudnenie opäť sa uložilo vo vhodnejšom tufitickom a pórovitom prostredí, už predtým zvrásnenom. Dôkazy pre to nachádzame aj v prežilkovatení zrudnenej zóny. Žilky svojou minerálnou asociáciou sú totožné s vtrúseným typom zrudnenia a sú rôzne dlhé (cm, dm). Sledujú už alpínsku bridličnatosť, ale miestami (Jalovičí vrch, V. horizont Smolník) sú tieto žilky mladšie ako s_2 bridličnatosť. Žily obyčajne neurčite končia vo vtrúsenej rude, čo značí, že zrudnenie bolo počas alpinských metamorfných procesov najmenej raz prepracované a to do dnešného tvaru telies a minerálnej asociácie i koncentrácie. Tento problém je treba riešiť v úzkom zväzku s mineralogickým a drobnotektonickým výskumom.

Zaujímavé sú tiež metamorfné — sekrečné žily alpského typu, nachádzajúce sa v zrudnenej polohe, ktoré sú až 1 m mocné (napr. na štôlni č. 1 — Jalovičí vrch), dlhé asi 50 m a ležia v systéme mladej (s_2) bridličnatosti. Orientácia minerálov hlavne na okraji žily je kolmá na styk žily s horninou a ich paragenéza je totožná s paragenézou zrudnenej polohy. Tieto sekrečné žily poukazujú taktiež na významný podiel alpinskej metamorfózy pri formovaní stratiformných ložísk.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje žila alebo žilnikové pásmo vyskytujúce sa v podloží zrudnenej polohy pri Prakovciach v grafitických fylitoch, s minerálnou asociáciou zhodnou so sírnikovým stratiformným zrudnením. Vzhľadom na možnosť, že ide o výplne kanálových prívodných ciest rudonosných hydrotermálnych roztokov pre vyššie ležiace stratiformné sírnikové ložiská, bude im treba venovať väčšiu pozornosť a to aj v prípade formy vystupovania a genézy ložiska Alžbeta. Vzhľadom na nespevnené okolie prívodných ciest v dobe aktivity, toto môže byť v ich okolí taktiež impregnované, čím sa budí dojem ich syngenetického pôvodu.

Veľmi malá pozornosť pri štúdiu stratiformných ložísk bola venovaná prejavom kontaktnej žulovej metamorfózy, ktorej účinky v Spišsko-gemerskom rudohorí sú oveľa väčšie ako sa predpokladalo. Známa je zriedkavá turmalinizácia a to v rozptýlenej forme, ale aj ako žilky v oblasti Jalovičieho vrchu. Keďže evidentné kontaktné účinky na okolných horninách nepozorovať, treba predpokladať, že k preniku plynov a tepelného toku od žulovej intrúzie poslúžili staré a neskôr obnovované zlomové pásma, ktoré boli aj prívodnými cestami magmatu a rudonosných roztokov stratiformných ložísk. Blízke okolie týchto oslabených zón by potom mohlo byť poznačené vplyvmi hlbšie ležiacej žulovej intrúzie, hoci okolné horninové komplexy sa nachádzajú už mimo kontaktného dvora.

V oblasti ložiska Smolník výrazná kontaktná metamorfóza je v podloží prešmykovej línie Jedľovca. Keďže ložisko Smolník leží už v nadložnej časti bez kontaktných účinkov, tieto na vlastnom ložisku bezprostredne nepozorovať. (J. Ilavský 1964 uvádza turmalín z grafitických fylitov).

Záver

Z vyššie uvedených poznatkov získaných štúdiom stratigrafie, tektoniky, ložiskových pomerov a diskusného rozboru materiálu, ktorý poskytli technické práce, podrobné geologické mapy a rezy, je možné urobiť nasledujúce závery:

1. Stratiformné ložiská kýzovej formácie Spišsko-gemerského rudohoria sa viažu na vulkanogénnu (diabáz-kremitoporfýrovú) fáciu v rámci eugeosynklinálneho vývoja staršieho paleozoika. Vystupujú v dvoch stratigrafických horizontoch. Spodný horizont s ložiskami Smolník a Prakovce (spodná poloha)

je v nadloží súvrstvia grafitických fylitov, teda v spodných častiach vulkanogénneho súvrstvia (obr. č. 2, 3, 4) a druhý rudonosný horizont s ložiskami a výskytmi medzi Mníškom n. Hn. a Prakovcami, Kojšov, Slovinky) je v tom istom súvrství, ale stratigraficky vo vyššom vulkanickom komplexe, v jeho spodnej časti (obr. č. 4, 5). Táto pozícia je stabilná na všetkých výskytoch ložísk tohoto typu. Presná chronostratigrafická úroveň rudonosných horizontov nie je známa a pre neujasnenosť stratigrafie môže varírovať v rámci celého staršieho palezoika. Z celkového vývoja gelnickej série, ako aj za predpokladu regionálneho rozšírenia základných faciálnych vývojov gelnickej série je možné usudzovať na vrchnosilúrsky až devónsky vek vulkanogénneho súvrstvia a teda aj stratiformných sírnikových ložísk. Priame paleontologické dôkazy pre tento úsudok zatiaľ nie sú a opiera sa o predpokladaný silúrsky vek súvrstvia grafitických fylitov.

2. Zrudnenie na všetkých lokalitách je v asociácii s diabázovými jemnozrnnými pyroklastikami, v ktorých sú aj polohy diabázov. V ich nadloží sú buď zelenkavé fylity, ako je to v prípade spodného rudonosného horizontu, alebo kremité porfýry, ako je to v nadloží vyššieho rudonosného horizontu. Zrudnených polôh v rámci rudonosného horizontu je niekoľko, čo poukazuje na opakujúcu sa vulkanickú a exhalačne-hydrotermálnu aktivitu.
3. Bázický vulkanizmus nemá regionálne rozšírenie a aj mocnosti jeho produktov sú miestne rozdielne. Sústreďuje sa však do pozdĺžnych zón, ktoré naznačujú existenciu synsedimentárnych hlbšie siahajúcich zlomových línií a pásiem, ktorých využila magma k preniku k povrchu, ale tiež aj vplyny a hydrotermálne roztoky.
4. Okrem diabázových pyroklastík, resp. bázickejších porfyroidov zrudnenie je aj v silne kremitých horninách, ktoré sa obyčajne striedajú s vulkanickým materiálom (cm—dm). Miestami tieto kremité horniny sú aj viac metrov mocné. Možno predpokladať, že hydrotermy boli bohaté na SiO_2, ktoré podmienili vznik týchto vulkanochemických sedimentov, ktoré by bolo možné nazvať ako vulkanosilicity (tu by patrila aj časť lyditov). Striedanie sa magmatických výlevov, popolových extrúzií a výronov hydroteriem do panvy je pravdepodobné, ale asi aj krátkodobé vzhľadom na malú mocnosť horizontu s bázickými horninami.
5. Zrudnenie má charakter vtrúsených rúd, miestami v kombinácii so žilníkovým typom a s polohami liatych sulfidov, ktoré v Smolníku reprezentuje hlavne pyrit, na Jalovičom vrchu pyrit, sfalerit, chalkopyrit, galenit a ďalšie zriedkavejšie minerály.
   Zrudnenie sa neviaže na všetky výskyty bázických hornín v uvedených dvoch horizontoch, ale sa nachádza iba v určitých jeho častiach, ktoré sa sústreďujú do pásiem. Zrudnenie potom nie je priamo závisle na rozšírení produktov magmatických hornín, ale na sprievodnej submarinnej plynnohydrotermálnej činnosti. Potom možno hovoriť o synchronnej akumulácii magmatických produktov a rudných komponentov v sedimentačnom bazéne, pravda s lokálnym uplatnením.
6. Určité rozdielnosti sú aj v kvalitatívne-mineralogickom obsahu ložísk. Spodný horizont na príklade ložiska Smolník je možno charakterizovať ako pyrit-chalkopyritový s dominujúcim pyritom (vtrúsený typ, miestami až liate polohy). Zatiaľ čo vrchný horizont je pyrit, chalkopyrit-sfalerit-galenitový, vo forme vtrúsených a žilníkovo-vtrúsených rúd. Tieto rozdielnosti nemusia mať regionálnu platnosť.

Minerálnu asociáciu stratiformných ložísk možno charakterizovať na príklade ložiska Smolník a Jalovičí vrh.

Na ložisku Smolník (podľa J. Ilavského 1965) hlavnými minerálmi sú pyrit a chalkopyrit vo viacerých generáciach, vedľajšími minerálmi sú galenit, tetraedrit, sfalerit, pyrhotín, markazit, arzenopyrit, zatiaľ čo hematit, antimonit, ankerit, siderit, rutil, kalcit, turmalín sa vyskytujú zriedkavejšie. Početné sú sekundárne minerály oxidačnej zóny.

V oblasti Jalovičieho vrchu podľa L. Drnzíkovej (1968) hlavnými minerálmi sú pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, medzi zriedkavejšie patria pyrhotín, arzenopyrit, tetraedrit. Ďalej sú tu kremeň, karbonáty, chlorit, sericit.

Tieto rozdiely je možné dávať do súladu s typom vulkanizmu. Zatiaľ čo v spodnom horizonte sú len produkty diabázového vulkanizmu, vo vrchnom horizonte je už aj vplyv kyslého vulkanizmu, ktorého prejavy sú už vo vlastnom rudonosnom horizonte, ale hlavne v jeho tesnom nadloží.

7. Zo zistení na ložisku Jalovičí vrch pri Mníšku n. Hnilcom a Smolníku pozorovať určitú zonálnosť v okolí predpokladaných prívodných centier (resp. tieto je možno určiť na základe zonálnosti). Od centrálnej časti, ktorá má pretiahnutý tvar v smere prívodných zlomových línií, k okrajom ubúdajú Cu—Pb—Zn sulfidy, takže okrajové časti sú tvorené prevažne pyritovým zrudnením, ktoré tiež k okrajom pozvoľne zaniká (S od Jalovičieho vrchu sa objavujú aj hematit-magnetitové kvarcity; ich vzťah k polymetalickému sírnikovému zrudneniu nie je jasný).
8. Stratiformné sírnikové ložiská sú v intenzívne zvrásnených komplexoch a všetky sa viažu na synklinálne časti vrás, presnejšie na ich ramená, čo však nemusí byť zákonité. Účinkami viacerých deformačných tektonických fáz, zrudnené polohy sú buď vytiahnuté alebo nadurené a v dôsledku vrásovej stavby aj zdvojené.
9. Vrásnivo-metamorfné procesy postihli ložiská v hercýnskej (sudetská fáza?) a alpínskej (vrchná krieda) etape. Metamorfóza je vo fácii zelených bridlíc a jej vplyv na dotvorenie stratiformných sírnikových ložísk je veľmi významný. Počas metamorfózy sa predpokladá remobilizácia prvkov a ich lokálne premiestňovanie a koncentrácia buď do priaznivých pórovitých hornín — pyroklastík v systéme vrstvenej bridličnatosti, alebo do plôch mladšej alpínskej kliváže vo forme tenkých a krátkych žiliek, resp. v obidvoch formách. Rekryštalizácia, vznik nových generácií minerálov ako aj vznik žíl alpského typu sú výsledkom aj hercýnskych, ale hlavne alpínskych tektono-metamorfných procesov (regenerácia hercýnskej minerálnej asociácie). Do úvahy prichádza aj vplyv kontaktnej žulovej metamorfózy, ktorej produkty však zatiaľ v rudných rajónoch neboli dešifrované, okrem niekoľkých nálezov turmalizácie.

Doručené: 2. III. 1972
Doporučil: Cyril Varček

Geologický prieskum, n. p.
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

CAMBEL B. — JARKOVSKÝ J., 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. SAV Bratislava.

DRNZÍKOVÁ L., 1968: Mineralogický výskum impregnačných rúd Mníšek — Prakovce (in Grecula — Grosz 1968: Fichtenhübel ZS). Manuskript — Geofond, Bratislava.

FORBERGER J, 1967: Výpočet zásob z ložiska Smolník. Manuskript — Archív Železorud. baní, Spišská Nová Ves.

GRECULA P., 1963: Náčrt geologicko-štruktúrnych a ložiskových pomerov medzi Mníškom nad Hnilcom a Prakovcami. Geol. práce, Zprávy 29, Bratislava.

GRECULA P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. Manuskript — Archív GP Spišská Nová Ves.
GRECULA P., 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slovaca č. 7, Spišská Nová Ves.
GRECULA P., — GROSZ J., 1968: Záverečná správa Fichtenhübel VP. Manuskript — Geofond, Bratislava.
HUDÁČEK J. — ANTAŠ J., 1965: Slovinky — impregnačné Cu rudy. Záverečná správa. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ILAVSKÝ J., 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ILAVSKÝ J., 1963: Stratigrafické kritéria pre vyhľadávanie metasomatických a sedimentárnych rúd v gemeridách. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ILAVSKÝ J., 1964: Smolník, gisement stratiforme polymétamorphisé de minerais sulfurés. Geol. sborník XV/2, Bratislava.
ILAVSKÝ J., — KANTOR J., 1967: Geologický vývoj Slovenska vzhľadom na akumuláciu nerastných surovín (In Nerastné suroviny Slovenska). Bratislava.
ILAVSKÝ J., 1968: Smolník — stratiformné ložisko pyrit-chalkopyritových rúd. Manuskript — Geofond, Bratislava.
ILAVSKÝ J. — LITAVEC J., 1965: Prognózy exhalačno-sedimentárnych kýzových rúd v okolí Smolníka. Manuskript — Geofond, Bratislava.
KANTOR J., 1962: Izotopy obyčajného olova na niektorých západokarpatských ložiskách. Geol. práce, zošit 61, Bratislava.
KANTOR J. — RYBÁR M., 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West-Carpathian krystalline. Geol. zborník XV/2, Bratislava.
KANTOR J. — RYBÁR M., 1970: Sulphur izotopes at the Smolník of the cambro — silurian series, Spis-gemer ore Mts. Czechoslovakia. Geol. zborník, r. XXI/1, Bratislava.
KUSÁK B., 1971: Správa z geologického mapovania v okolí Kojšova. Manuskript — Archív GP, Spišská Nová Ves.
ROZLOŽNÍK O., 1965: Záverečná správa z VP — Medzev-okolie. Manuskript — Geofond, Bratislava.
SMIRNOV V. I., 1970: Faktor vremeni v obrazovaniji stratiformnych rudnych mestoroždenij. Geol. rudn. mestoroždenij No 6.
SNOPKO L., 1971: Ideový projekt paleozoika SGR. Manuskript — Archív GÚDŠ, Bratislava.
ŠČERBA G. H., 1968: Problema genesisa kolčedano-polimetalličeskich mestoroždenij Rudnogo Altaja. Sovetskaja geologija, No 6.
VARGA I., 1971: Záverečná správa SGR—juh. Manuskript — Geofond, Bratislava.

Probleme stratiformer Lagerstätten der Formation sulfidischer Erze in dem älteren Paläozoikum des Spišsko-gemerské rudohorie (Zips-Gömörer Erzgebirge)

PAVOL GRECULA

In den Westkarpaten konzentrieren sich die stratiformen Lagerstätten in der Ostslowakei, und zwar in dem Zips-Gömörer Erzgebirge. Hier befindet sich die bekannteste und heute einzige in Betrieb stehende Lagerstätte Smolník mit einer sehr alten Bergbautradition. Die übrigen Lagerstätten zwischen Mníšek nad Hnilcom und Prakovce, sowie bei Kojšov, sind nur in langer Vergangenheit abgebaut worden. Gegenwärtig werden diese Lagerstätten geologisch untersucht. Geologisch befassen sich mit diesem Lagerstätten-Typ J. Ilavský (1959, 1965, 1968), P. Grecula (1963, 1965, 1968).

Die Problematik des Studiums der stratiformen Lagerstätten in dem Zips-Gömörer Erzgebirge konzentriert sich um die Stratigraphie des älteren Paläozoikums, den geologischen Aufbau und den Vulkanismus. Da die Stratigraphie nicht eindeutig festgelegt ist (es fehlen Fossilien), entstehen dadurch auch weitere Schwierigkeiten bei dem Studium und der Erkundung dieser Lagerstätten.

Die Ergebnisse der Untersuchungen können in folgende Schlüsse zusammengefasst werden:

Auf Grund der lithofaziellen Analyse können *in dem älteren Paläozoikum 3 grundlegende superponierte Fazies ausgegliedert werden.* Tiefer eine *psammitische Fazies,* höher eine *Fazies graphitischer Schiefer* oder euxinische Fazies und am höchsten eine *vulkanogene Fazies,* unten mit einer pelitischen Entwicklung (Komplex grünlicher Phyllite) und höher mit einer vulkanischen Entwicklung. Räumlich zerfallen diese grundlegenden Fazies in Subfazies, wobei diese das charakteristiche Gepräge der Grundfazies beibehalten. Das Alter dieser Schichtenfolgen ist nicht bekannt, es kann Kambrium bis Devon sein, am wahrscheinlichsten ist Silur — Devon. Die tektonische Interpretation ist faltig-überschoben bis schuppig.

Die stratiformen Lagerstätten der Formation sulfidischer Erze des Zips-Gömörer Erzgebirges *sind an die vulkanogene (Diabas — Quarzporphyr) Fazies im Rahmen der eugeosynklinalen Entwicklung des älteren Paläozoikums gebunden.* Sie treten in zwei stratigraphischen Horizonten auf. Der untere Horizont mit den Lagerstätten Smolník und Prakovce (untere Lage) befindet sich im Hangenden der Schichtenfolge graphitischer Phyllite, also in den unteren Lagen der vulkanogenen Schichtenfolge, und der obere erzführende Horizont mit Lagerstätten und Vorkommen zwischen Mníšek und Prakovce, Kojšov, Slovinky, befindet sich in derselben Schichtenfolge, jedoch stratigraphisch in ihrer höheren Partie, in dem sog. vulkanischen Komplex, und zwar in dessen unterem Teil (Abb. 2—4). Diese Position der Vererzung ist an allen Vorkommen der Lagerstätten dieses Typs stabil. Das genaue chronostratigraphische Niveau der erzführenden Horizonte ist nicht bekannt, und kann wegen der Unbestimmtheit der Stratigraphie im Rahmen des gesamten älteren Paläozoikums variieren. Aus der Gesamtentwicklung der Gelnica-Serie, sowie aus der Annahme einer regionalen Verbreitung der grundlegenden faziellen Entwicklungen der Gelnica-Serie (die sich vom Standpunkt der heutigen Erkenntnisse in dem gesamten Schichtkomplex nicht übereinander wiederholen) kann auf ein devonisches Alter der stratiformen sulfidischen Lagerstätten geschlossen werden. Direkte paläontologische Beweise dieser Annahme existieren bisher nicht.

Die Vererzung ist an allen Lokalitäten mit feinkörnigen pyroklastischen Diabasgesteinen, in denen sich auch Lagen von Diabas befinden, assoziiert. In ihrem Hangenden befinden sich entweder grünliche Phyllite, wie in dem Fall des unteren erzführenden Horizontes, oder Quarzporphyre, wie im Hangenden des höheren erzführenden Horizontes. Im Rahmen der erzführenden Horizonte existieren einige vererzte Lagen (abb. 2.), woraus auf eine wiederholte vulkanische und exhalativ-hydrothermale Aktivität geschlossen werden kann.

Der basische Vulkanismus besitzt keine Regionale Ausbreitung und auch die Mächtigkeit seiner Produkte (vor allem der pyroklastischen, weniger der Diabase) sind örtlich verschieden. Er konzentriert sich jedoch in Längszonen. Diese Zonen deuten auf die Existenz von synsedimentären, tiefer reichenden Bruchlinien und -zonen hin, die von dem Magma sowie den Gasen und hydrothermalen Lösungen, als Begleiterscheinungen der vulkanischen Tätigkeit, zum Aufstieg an die Oberfläche benützt wurden.

Ausser in pyroklastischen Diabasgesteinen, bzw, basischeren Porphyroiden, finden wir die Vererzung auch in stark kieseligen Gesteinen, die gewöhnlich mit vulkanischem Material wechsellagern (cm-dm). Stellenweise sind diese kieseligen Gesteine auch mehrere Meter mächtig. Es kann angenommen werden, dass die erwähnten synvulkanischen Hydrothermen reich an SiO_2 waren und die Entstehung dieser vulkanochemischen Sedimente, die man als Vulkanosilizite bezeichnen könnte, bewirkten (hierher würde auch ein Teil der Lydite gehören). Unter dem Einfluss der Hydrothermen kam es auch zu metasomatischen Auswirkungen auf die pyroklastischen Gesteine, von denen diese Verkieselung und Chloritisierung bereits während des Entstehungsvorganges dieses vulkanosedimentären Komplexes verursacht wurde. Der Wechsel von magmatischen Ergüssen, Asche-Extrusionen und Ausflüssen von Hydrothermen in das Becken ist wahrscheinlich, doch mit Hinsicht auf die geringe Mächtigkeit des Horizontes basischer Gesteine wohl von kurzer Dauer.

Die Vererzung besitzt den Charakter eingesprengter Erze, stellenweise kombiniert mit einem Stockwerk-Typ und mit Groberz-Lagen von Sulfiden die in Smolník hauptsächlich durch Pyrit, auf der Lokalität Jalovičí vrch durch Pyrit, Sphalerit, Chalkopyrit, Galenit und weitere seltene Minerale repräsentiert werden.

Die Vererzung ist nicht an alle Vorkommen basischer Gesteine in den beiden angeführten Horizonten gebunden, sondern befindet sich nur an bestimmten Stellen der Verbreitung von Diabasgesteinen. Die Situierung der Vererzung koinzidiert mit den angenommenen synsedimentären Brüchen, die auch durch Vorkommen von Gabbrodioritkörpern angedeutet werden. Die Vererzung ist jedoch nicht das Produkt

magmatischer Gesteine, sondern der begleitenden submarinen gasig-hydrothermalen Tätigkeit. Dann kann von einer, mit der Sedimentation synchronen Akkumulation der magmatischen Produkte und Erzkomponenten die Rede sein, und dies nur mit einer lokalen Auswirkung.

Gewisse Unterschiede bestehen auch in dem qualitativ-mineralogischen Gehalt der Lagerstätten. Der untere Horizont kann als Pyrit-Chalkopyrit-Horizont mit dominierendem Pyrit (eingesprengter Typ, stellenweise bis zu Groberz) gekennzeichnet werden. Weitere Sulfide sind zahlreich, jedoch selten. Der obere Horizont enthält Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit, Galenit und weitere seltene Sulfide in der Form von eingesprengten und eingesprengten Stockwerk-Erzen.

Diese Unterschiede können mit dem Typ des Vulkanismus in Übereinstimmung gebracht werden. Während sich in dem unteren Horizont nur Produkte des Diabas-Vulkanismus befinden, äussert sich in dem oberen Horizont auch schon der Einfluss eines saueren Vulkanismus, dessen Resultate sich bereits in dem eigentlichen erzführenden Horizont, aber hauptsächlich in dessen direktem Hangenden befindet.

Aus den Feststellungen auf der Lagerstätte Jalovičí vrch bei Mníšek nad Hnilcom und Smolník kann eine gewise *Zonalität* in der Umgebung der angenommenen Zufuhrzentren beobachtet werden (bzw. diese können an Hand der Zonalität bestimmt werden). Von dem zentralen Teil, der eine in der Richtung der zuführenden Bruchlinien gestreckte Form besitzt, nehmen randwärts Cu-Pb-Zn-Sulfide ab, so dass die Randpartien vorwiegend von einer Pyrit-Vererzung gebildet werden die zu den Rändern hin ebenfalls ausklingt (N von Jalovičí vrch erscheinen auch Hämatit-Magnetit-Quarzite; ihre Beziehung zu der polymetallischen Sulfid-Vererzung ist nicht klar).

Die stratiformen Sulfid-Lagerstätten *befinden sich in intensiv verfalteten Komplexen* und sind alle an Synklinalpartien der Falten, genauer an ihre Schenkel, gebunden doch muss dies nicht gesetzmässig sein. Durch die Einwirkung mehrerer deformierender tektonischer Phasen sind die vererzten Lagen entweder gestreckt oder aufgestaucht, gewöhnlich in grosse Linsen boudiniert.

Durch verfaltend-metamorphe Prozesse wurden die Lagerstätten während der herzynischen (sudetischen Phase?) und der alpidischen (obere Kreide) Etappe betroffen. Die Metamorphose äussert sich in der Fazies grüner Schiefer und ihr Einfluss auf die Endphase der Bildung der stratiformen Sulfid-Lagerstätten ist sehr bedeutsam. Während der Metamorphose wird eine Mobilisierung der Elemente und ihre örtliche Umordnung und Konzentration angenommen (entweder in geeignete poröse – pyroklastische – Gesteine im System der schichtigen Schieferigkeit, oder in die Flächen der jüngeren alpidischen Clivage in der Form von dünnen und kurzen Adern (bzw. in beiden Formen). Die Rekristallisierung, Entstehung neuer Generationen von Mineralen sowie die Entstehung von Gängen alpidischen Typs sind das Ergebnis sowohl herzynischer, jedoch hauptsächlich *alpidischer tektono-metamorpher Prozesse* (Regeneration der herzynischen Mineralassoziation).

In Erwägung kommt auch der Einfluss der Granit-Kontaktmetamorphose, deren Produkte jedoch bisher in den Erzrayons nicht ausreichend entziffert wurden, ausser einigen Turmalinisationsvorkommen. Nach dem Verhältnis der Schwefelisotope S^{32}/S^{34} (J. Kantor – J. Rybár 1971) wird eine Zufuhr von Schwefel in den erzführenden Horizont angenommen; dies könnte auch mit der Kontaktmetamorphose in Zusammenhang gebracht werden.

Im ganzen können die stratiformen Lagerstätten der Formation sulfidischer Erze als syngenetisch mit der submarinen gasig-hydrothermalen synvulkanischen Tätigkeit mit einer späteren polymetamorphen (herzynischen, jedoch vor allem alpidischen) Durcharbeitung und Regeneration angesehen werden.

Übersetzt von L. Osvald

Heinrich Jäckli: **Kriterium zur Klassifikation von Grundwasservorkommen** (Kritérium pre klasifikáciu výskytu podzemnej vody)

Ecloage Geologicae Helvetinae, Vol. 63, Nr. 2, 289—434. Basel 1970

Autor vo svojej práci rozpracováva systém kritérií, ktoré navrhuje za základ všeobecne použiteľnej jednotnej klasifikácie výskytu podzemných vôd. Pre túto klasifikáciu vybral autor štyri hlavné skupiny kritérií:

— geologické kritériá
— meteorologické kritériá
— fyzikálne kritériá
— chemické kritériá.

V prvej časti podáva autor pomerne obšírnu charakteristiku jednotlivých kritérií, doplnenú tabuľkami a grafmi. V skupine geologických kritérií je kolektor („Grundwasserleiter") autorom definovaný ako geologické teleso, ktoré na základe svojej priepustnosti môže akumulovať využiteľné množstvá podzemnej vody, alebo umožniť ich cirkuláciu. Ako izolátor („Nichtleiter", „Grundwasserstauer") definuje autor také geologické teleso, ktoré vďaka svojej nepriepustnosti znemožňuje obeh využiteľných množstiev podzemnej vody.

Pri popise foriem kolektorov rozoznáva morfologické, stratigrafické, tektonické a lineamentové štruktúry. Zvláštne postavenie majú lineamentové štruktúry, ktoré označuje ako dvojrozmerné tektonické elementy (plochy zlomov, prešmykov a pod.).

V skupine meteorologických kritérií autor názorne graficky vyjadril rôzne stupne bilancie podzemných vôd. Podľa dlhoročných priemerov pre švajčiarske klimatické podmienky navrhol nasledovnú klasifikáciu špecifického odtoku (Grundwasserspende):

špecifický odtok v l/sec. km²	
veľmi malý	1 l/sec. km²
malý	1—5 l/sec. km²
stredný	5—10 l/sec. km²
veľký	10—15 l/sec. km²
veľmi veľký	15 l/sec. km²

V skupine fyzikálnych kritérií rozlišuje autor vodu v zóne aerácie *„presakujúcu vodu"* (Sickerwasser), ďalej *„vrstevnú vodu"*. (Schichtwasser), t. j. vodu prúdiacu relatívne veľkou rýchlosťou v relatívne tenkej vrstve s voľnou hladinou po vrstve izolátora a vytekajúcu v podobe vrstevných prameňov a *„podzemnú vodu s. s."* ktorej piezometrická úroveň je nezávislá na tvare nepriepustného podložia. Jej hladina môže byť voľná alebo napätá „subartézsky" (so zápornou výtlačnou výškou) alebo „artézska" (s kladnou výtlačnou výškou). Podľa vzťahu kolektora k povrchovému recipientu rozlíšil autor *nepriame spojenie* (kolektor sa nachádza nad úrovňou povrchového recipienta), *priame spojenie* (kolektor sa nachádza pod úrovňou recipienta, tak dochádza k vzájomnej komunikácii podzemnej vody s povrchovou) a *zakryté spojenie* (kolektor sa nachádza pod povrchovým recipientom a je od neho oddelený stropným izolátorom.).

V štati chemické kritériá, použil autor kombináciu stupnice koncentrácie rozpustných látok podzemných vôd prepočítanú na váhové obsahy NaCl podľa Gorella (1958) s Klutovým delením sladkých vôd podľa tvrdosti. Ako hlavné zložky chemizmu vôd uvádza autor ionty Na, Mg, Ca, Cl, HCO_3, NO_3, SO_4 a z rozpustných plynov kyslík. Ako vedľajšie zložky označuje ostatné, výraznejšie zastúpené zložky.

Podľa obsahu kyslíka rozoznáva H. Jäckli „normálny typ" (objemová koncentrácia nad 50 % O_2) zo síranmi a dusičňanmi a „redukovaný typ" s veľmi nízkym obsahom O_2 (prítomnosťou sírovodíka, dusitanov, amónnych iontov a zvýšeným obsahom rozpustného Fe a Mn).

Autorov návrh nomenklatury vychádza z vyjadrenia v milival % (súčet katiónov = 100 percent, súčet aniónov = 100 %). Pri názve sa uvádzajú ióny, ktorých obsah je vyšší ako 10 %. Prvú časť názvu tvoria zostupne usporiadané katióny, druhú časť tvoria zostupne usporiadané anióny. Navrhnutá nomenklatúra chemizmu podzemných vôd dovoľuje veľmi výstižne popísať chemizmus vody jednej vzorky, alebo jedného zdroja, ale pre všeobecnú charakteristiku chemizmu určitej jednotky je táto nomenklatúra veľmi podrobná a teda málo vhodná.

Po analytickom výpočte klasifikačných kritérií uvádza Jäckli kapitolu venovanú koreláciám v typológii podzemných vôd. Ako príklad jednoduchej korelácie udáva napr. vzťah medzi kolektorom a chemizmom podzemných vôd vo vápencových štrkoch predhoria Álp. Tam, kde existujú blízke a jednoznačné vzťahy, napr. medzi mineralogickým zložením a štruktúrou kolektora, podmienkami napájania, tlakovými pomermi a chemickým zložením podzemných vôd vzniká podľa autora „typ podzemnej vody". Takto vymedzené typy doporučuje skrátene označovať podľa typických lokalít.

Okrem „skráteného označenia" a „plného označenia" navrhuje autor použiť ako medzistupeň metódu „šifrovania" t. j. šifry, ktorá by vyjadrila všetky významné vlastnosti a charakteristiky prostredia a výskytu podzemných vôd pomocou čísiel a symbolov.

Jäcliho návrh na klasifikáciu výskytu podzemných vôd predstavuje podnetný a originálny prínos k systematizácii poznatkov všeobecnej a regionálnej hydrogeológie a tiež pri štúdiu všeobecných hydrogeologických zákonitostí. Navrhnutý systém je začiatkom rozvoja systematizácie, kódovania výskytu a obehu podz. vôd.

Dušan Lamoš

Ložisko bentonitu Jelšový Potok v Žiarskej kotline

(3 obr. a 4 tab. v texte)

DANIEL OČENÁŠ — JÁN ZUBEREC*

Le gisement de bentonite de Jelšový potok dans le bassin de Žiarska kotlina

L'auteur décrit un nouveau gisement de bentonite d'une étendue de 12 hectares en Slovaquie. La bentonite prit sa naissance in situ par altération de tufs rhyolithiques avec une teneur riche en verre volcanique. Ensin, on brésente tant la caractéristique granulométrique, chimique et crystallochimique que les qualités technologiques de la matière première.

Výskyty bentonitov v Žiarskej kotline boli objavené až v poslednom desaťroči v súvislosti s prieskumom na limnokvarcity. Prvé komplexnejšie hodnotenie ich kvalitatívnych vlastností, s názormi na ich geologickú pozíciu a genézu, podávajú M. Ciesarík — D. Očenáš (1964) v záverečnej správe o prieskume limnokvarcitov na ložisku Stará Kremnička. Bentonitom pri Starej Kremničke, Sklených Tepliciach a na Podháji sa zaoberali: K. Izáková — M. Gregor — M. Ciesarik (1965), D. Číčel (1966) a I. Kraus (1967). Ďalšie výskyty popisujú a zhodnocujú J. Beňo — D. Očenáš (1968).

K systematickému vyhľadávaniu a overovaniu ložísk bentonitov v Žiarskej kotline sa prikročilo až v roku 1970. Doterajšie výsledky prieskumu sú pozitívne, čo dokumentuje i objavenie nového ložiska bentonitu — Jelšový Potok.

Popis ložiska

Ložisko sa nachádza asi 0,5 km západne od cesty vedúcej zo Žiaru nad Hronom do Kremnice, vedľa ťažobne limnokvarcitu Rudných baní, n. p., v katastri obce Stará Kremnička. Tvar ložiska je pretiahnutý v smere SZ—JV, rozloha cca 12 ha. Zo severnej strany ohraničujú ložisko sivohnedé a hnedočervené jemno až stredne porfýrické ryolity s felsosférolitickou základnou hmotou, na južnej a východnej strane sa ponára pod súvrstvie limnokvarcitov a vykliňuje (obr. 1 a 2).

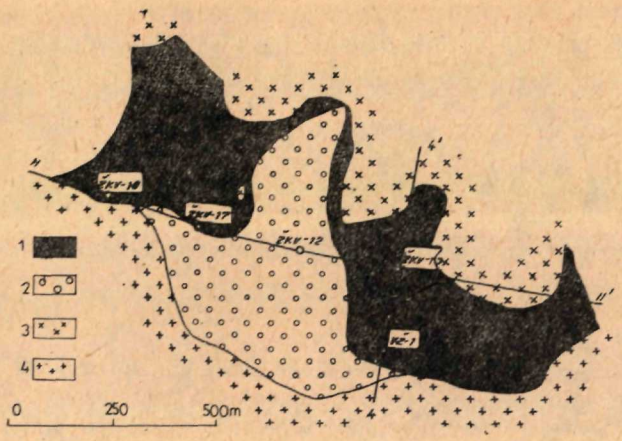
Skrývka v prevážnej časti ložiska je bentonitizovaná hlina, miestami s úlomkami ryolitov a limnokvarcitov, dosahujúca mocnosť 2 až 4 metre.

V strednej časti ložiska je bentonit prikrytý súvrstvím sivohnedých, svetlohnedých a hnedozelených piesčitých tufitických ílov, čiastočne bentonitizovaných

*Ing. Daniel Očenáš, prom. geológ Ján Zuberec, Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko Banská Bystrica — Kyncelová

(súčasť produktívneho súvrstvia limnokvarcitov) o mocnosti 7—12 m. Pri styku s ložiskom tvoria íly s bentonitom drobnoúlomkovú brekciu.

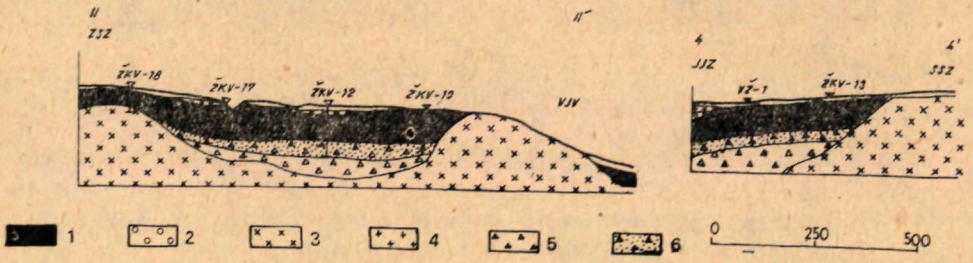
Pod popísaným produktívnym súvrstvím limnokvarcitov sú pyroklastické produkty ryolitového vulkanizmu v tufovom vývoji. Ich vrchnú časť predstavujú sivé, žltozelené popolové tufy s nepravidelnými polohami tufobrekcií. Spodná časť je reprezentovaná litoklastickými tufmi s nepravidelnými fialovými, fialovočervenými fragmentmi porfýrických ryolitov s felsitickou a felsosférolitickou základnou hmotou.



Obr. 1 — Geologická mapa ložiska Jelšový Potok
1 — bentonit, 2 — íly produktívneho limnokvarcitového súvrstvia, 3 — ryolity, 4 — limnokvarcity.

Fig. 1. Geological map of the deposit Jelšový Potok
1 — benthonite, 2 — clays of a productive limnoquartzite sequence, 3 — rhyolites, 4 — limnoquartzites

Popolové tufy a tufobrekcie podľahli tak silnej hypergénnej premene, že z nich vznikla mocná poloha bentonitov. Bentonitizovaný je aj tmel litoklastických tufov s fragmentmi červených a fialočervených ryolitov. Intenzita bentonitizácie v týchto tufoch s narastajúcou hĺbkou slabne, až do nerozložených ekvivalentov. Litoklastické tufy tvoria bázu vulkanosedimentárneho súvrstvia.



Obr. 2 — Geologické rezy ložiskom Jelšový Potok
1 — bentonit, 2 — íly produkt. súvrstvia limnokvarcitov, 3 — ryolity, 4 — limnokvarcity, 5 — slabo bentonitizované kompaktné litoklastické ryolitové tufy, 6 — bentonitizované litoklastické ryolitové tufy.

Fig. 2. Geological cross-sections through the deposit Jelšový Potok
1 — benthonite, 2 — clays of a productive limnoquartzite sequence, 3 — rhyolites, 4 — limnoquartzites, 5 — slightly benthonitized compact lithoclastic rhyolite tuffs, 6 — benthonitized lithoclastic rhyolite tuffs

Chemické analýzy vzoriek bentonitu Jelšový Potok — Tab. č. 1

vzorka číslo	Lokalizácia (m)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 celk.	TiO_2	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	SO_3	K_2O	Na_2O	Str. žíh.	SiO_2 voľné	Fe_2O_3 nesilik.	Výmena katión. mval/100 g
V — 1/1	8,0—10,0	61,45	18,86	2,00	0,16	1,96	3,02	0,16	0,09	0,04	0,36	0,28	10,52	8,86	0,71	66,06
V — 1/2	20,0—22,0	60,34	18,86	2,29	0,15	2,52	4,03	0,10	0,09	0,12	0,35	0,10	10,67	7,60	0,38	69,54
V — 10/3	47,0—50,0	59,50	19,49	2,81	0,33	2,40	3,43	—	—	—	0,65	0,60	11,14	9,35	0,62	61,56
V — 12/4	50,0—52,0	59,09	18,53	2,07	0,14	2,24	3,53	—	—	—	1,02	0,51	11,55	—	0,92	68,32
V — 17/5	6,0—9,0	59,24	21,39	2,23	0,30	1,80	3,89	0,09	0,07	0,07	0,31	0,19	10,51	7,85	0,51	64,62
V — 17/6	31,5—34,0	60,36	19,12	1,52	0,30	2,08	4,79	0,05	0,10	0,13	1,03	0,51	10,71	8,64	0,38	68,94
V — 17/7	43,0—46,0	60,25	18,76	2,87	0,13	2,22	4,29	0,19	0,14	0,17	0,95	0,46	10,08	—	0,64	67,44
V — 18/8	1,5—4,0	60,76	18,30	2,35	0,24	2,50	3,89	0,17	0,13	0,10	0,76	0,40	10,19	8,20	0,87	67,26
V — 18/9	10,0—13,0	58,27	21,23	2,52	0,27	2,22	3,49	0,17	0,10	0,14	0,83	0,48	10,35	7,32	0,60	71,82
V — 11/10	18,0—20,0	60,17	20,08	2,24	0,20	1,91	3,63	—	—	—	0,58	0,37	10,32	—	0,37	67,73

Chemické analýzy vzoriek bentonitu po výplave — Tab. č. 2

V — 17/11	6,0—9,0	52,87	20,09	2,71	0,20	2,22	3,60	0,08	0,03	0,02	0,18	0,08	17,51	—	0,26	—
V — 17/12	31,5—34,0	54,35	17,61	2,03	0,23	2,36	4,70	0,04	0,04	0,02	0,68	0,20	17,70	—	0,34	—
V — 17/13	43,0—46,0	53,14	17,90	2,37	0,21	2,36	4,10	0,12	0,04	0,03		0,10	17,90	—	0,30	—
V — 18/14	1,5—4,0	53,10	18,90	2,39	0,23	2,22	3,40	0,11	0,04	0,02	0,24	0,10	18,73	—	0,74	—
V — 18/15	10,0—13,0	54,68	18,64	2,63	0,23	2,22	3,90	0,06	0,05	0,02	0,24	0,10	17,27	—	0,56	—

Table 1. Chemical analyses of the benthonite from Jelšový Potok
Table 2. Chemical analyses of the benthonite after washing

Úžitková mocnosť bentonitu je na naše pomery neobyčajne mocná a to 25 — 30 m, v niektorých častiach ložiska až 50 m. Tieto mocnosti bentonitu súvisia zrejme s jeho pôvodom, podmienkami vzniku a geologickou pozíciou.

Vznik ložiska

Bentonit na ložisku Jelšový Potok vznikol „in situ", intenzívnou premenou ryolitových tufov a tufobrekcií s hojným obsahom vulkanického skla a pemzy. Dosvedčuje to veľmi dobre pozorovateľná štruktúra pôvodnej materskej vulkanickej horniny.

Podľa M. Ciesarika — D. Očenáša (1964) a I. Krausa (1967), pre bentonitizáciu ryolitových tufov a tufobrekcií v Žiarskej kotline, bol rozhodujúci vplyv presakujúcich povrchových vôd. Táto teória je prijateľná, ak uvážime, že pemzové ryolitové tufy obsahujúce v prevažnej miere minerály menšie ako 1 mm, pri sedimentácii vo vodnom prostredí získali značnú pórovitosť a zložené sú hlavne z vulkanického skla a pemzy, teda súčiastok vhodných pre vznik montmorilonitu. Tento spôsob bentonitizácie bol zrejme rozhodujúci i pri vzniku ložiska Jelšový Potok.

Vulkanické popoly sedimentovali vo vodnom bazéne, na existenciu ktorého poukazujú okrem limnokvarcitov nachádzajúcich sa v nadloží bentonitu aj vložky montmorilonitického ílu v mase bentonitu a zuhoľnatené organické zbytky. Menšia mocnosť produktívneho limnokvarcitového súvrstvia, budovaného najvrchnejšími málo mocnými a rozpukanými polohami limnokvarcitov a piesčitých tufov nebránila prenikaniu povrchových vôd do pórovitých ryolitových tufov a umožnila ich bentonitizáciu do veľkých hĺbok. S narastajúcou mocnosťou nadloženého produktívneho limnokvarcitového súvrstvia znižovala sa možnosť prenikania povrchových vôd do ryolitových tufov a tým sa znižoval i rozsah ich bentonitizácie. Polohy limnokvarcitov v nadloží bentonitu zabránili jeho denudácii a zachovali ložisko prakticky v pôvodných mocnostiach. Vek bentonitu ložiska Jelšový Potok odvodzujeme od veku limnokvarcitov, ktoré sú podľa Planderovej — M. Ciesarika (1964) vrchný sarmat — spodný panón.

Popis bentonitu

Bentonit z Ješového Potoka svojím vzhľadom nepripomína žiadny z dosiaľ známych bentonitov domácich ložísk. Jeho vzhľad a farba je závislá od pôvodného materiálu, rozkladom ktorého vznikol. Vo vrchnej časti ložiska je spravidla farby ružovej, ružovožltej, hnedožltej až sivožltej, v hlbších častiach prevláda farba sivá, rôznej intenzity. Charakteristickým znakom je skoro pravidelné striedanie 5 až 20 cm polôh bentonitu s pozorovateľnou štruktúrou materskej horniny s 1 až 3 cm vrstvičkami jemného montmorilonitického ílu. Farba ílových medzivrstiev je výraznejšia ako farba okolitého bentonitu. Smerom do hĺbky medzivrstvy ílu ubúdajú a bentonit je kompaktnejší. V spodnej časti ložiska prechádza bentonit do rozložených litoklastických až slabobentonitizovaných kompaktných tufov.

Za mokra je bentonit veľmi väzný a plastický, po vysušení pomerne pevný, nepravidelného rozpadu, na lome voskového lesku.

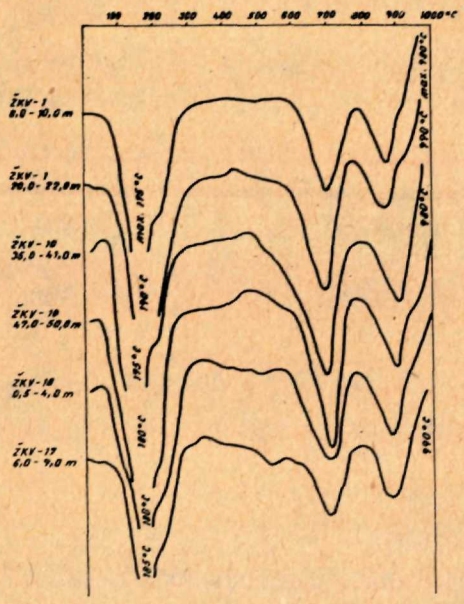
Zrnitostná a mineralogická charakteristika

Pre granulometrickú skladbu tohto typu bentonitu je charakteristická značná prítomnosť neílových častíc, väčších ako 0,05 mm (12 až 18 %), hlavne rozmerov 0,1 až 0,3 mm, ale zároveň i vysoký obsah ílových častíc, menších ako 2 mikrometre (70—75 %). Neílovú prímes tvoria hlavne zrnká magmatického kremeňa (50 až 60 %) a živca (35 až 45 %), menej biotit (do 2 %) a akcesorický muskovit, tridymit, pyrit, zirkón, opaktný minerál, uhoľné a limonitové úlomky a agregáty tvorené kremeňom, tridymitom a α-cristobalitom s ílovým minerálom.

Zrnká kremeňa sú angulárne obmedzené, väčšinou číre, ojedinele tiež intenzívne sfarbené zlúčeninami železa.

Živcové zrnká boli identifikované ako albit-oligoklas, menej anartoklas. Sú dokonale kryštalograficky obmedzené, tabuľkovité, v hrubších kryštaloch belavo zakalené.

Biotit sa nachádza v pravidelných, nepremenených pseudohexagonálnych tabuľkách čiernohnedej farby, v nižších frakciách ako nepravidelne obmedzené šupinky.



Obr. 3 — **DTA krivky bentonitu z Jelšového Potoka**

Fig. 3. DTA curves for benthonite of the deposit Jelšový Potok

V ílovitej frakcii (frakcia pod 0,002 mm) bol zistený ako jediný ílový minerál montmorilonit. Prítomnosť iného ílového minerálu nebola použitými metódami preukázaná. Vedľa montmorilonitu bola zistená v malom množstve prítomnosť kremeňa (do 5 %), miestami tiež albitu a muskovitu. Obsah montmorilonitu v bentonite dosahuje 70 až 75 %. Ide o montmorilonit dobre vyvinutej štruktúry a vysokej čistoty, charakterizovaný na RTG krivkách (metóda Guiner — de Wolf) vysokým a ostrým bazálnym reflexom pri 14,8 Å. DTA krivky (obr. 3) charakterizuje hlboká endoterma v rozmedzí teplôt 100—250 °C, obyčajne zdvojená s maximami pri 190 a 220 °C, doprevádzaná na TG krivkách výrazným váhovým úbytkom, spôsobeným uvoľnením molekulárne viazanej vody. Zdvoje-

ný priebeh endotermy poukazuje na prítomnosť vymeniteľných katiónov Ca^{2+} a Mg^{2+}. Z dehydroxylačných endoteriem, typických pre montmorilonity, je výrazná len endoterma pri teplote okolo 700 °C, zatiaľ čo endoterma pri teplotách okolo 550 °C úplne chýba, alebo sa prejavuje len náznakom. Poukazuje to na nízky stupeň substitúcie Al^{3+} za Si^{4+} v tetraedrickej koordinácii (B. Číčel, 1963), čo potvrdzujú i kryštalochemické výpočty, a tiež na schopnosť udržania aktivity i pri vyšších teplotách. Ďalšia výrazná endoterma v oblasti teplôt 860—900 °C, sledovaná ostrou exotermou pri teplotách 960—1000 °C, indukuje rozpad dehydroxylovanej montmorilonitovej mriežky a nie je sprevádzaná žiadnym váhovým úbytkom. Priebeh DTA kriviek bentonitu z Jelšového Potoka je podobný DTA krivkám bentonitu typu Wyoming, z našich bentonitu z ložiska Kuzmice.

Z mineralogického hľadiska ide teda na ložisku Jelšový Potok o CaMg bentonit s vysokým obsahom montmorilonitu, vysokej mineralogickej čistoty, čo je jeho veľkou prednosťou a predpokladom mnohostranného priemyselného uplatnenia.

Monominerálny charakter íloviny a zrnitostné zloženie sú priaznivé pre získanie a zužitkovávanie kvalitnej ílovej zložky po jednoduchej úprave (plavenie, vzdušné triedenie a pod.).

Chemická charakteristika

Chemické zloženie bentonitu v celom rozsahu ložiska je v porovnaní s inými našimi ložiskami veľmi stabilné. Pre ilustráciu uvádzame v tab. 1 výsledky analýz vzoriek z rôznych častí ložiska. Menšie kolísanie spôsobuje rôzna prítomnosť klastickej prímesi, hlavne kremeňa a živca. V porovnaní s bentonitmi typu Braňany a typu Hrochoť, má popisovaný bentonit vyšší obsah SiO_2, ale i Al_2O_3 a MgO a podstatne nižšie Fe_2O_3 a TiO_2. Oproti východoslovenským bentonitom má vyššie obsahy Al_2O_3 MgO a nižšie voľné SiO_2 (I. Horváth, 1965). Odstránením klastických prímesí (plavenie) zníži sa obsah SiO_2 o 5 až 8 % a obsahy ostatných kysličníkov sa stabilizujú (tab. 2). Molárny pomer SiO_2:Al_2O_3 pohybuje sa okolo 5. Potvrdzuje to mineralogické zistenie o vysokom obsahu a čistote montmorilonitu.

Kryštalochemická charakteristika

Pre kryštalochemické charakterizovanie montmorilonitu, obsiahnutého v bentonite z Jelšového Potoka, použili sme kryštalochemické vzorce, vypočítané metódou W. P. Kelleya (1954) z chemických analýz vyplavených vzoriek. Ako napríklad uvádzame v tabuľke 3 kryštalochemické vzorce, vypočítané z analýz, uvedených v tab. 2. Z kryštalochemickej charakteristiky montmorilonitických minerálov, obsiahnutých v bentonite, možno podľa niektorých autorov usudzovať na kvalitatívne vlastnosti bentonitu. I. Horváth (1965, 1966) pri štúdiu východoslovenských bentonitov zistil niektoré závislosti medzi kryštalochemickou štruktúrou montmorilonitov a technologickými vlastnosťami bentonitov. Za rozhodujúce z tohto hľadiska pokladá stupeň oktaedrickej substitúcie, t. j. substitúciu oktaedrického Al^{3+} katiónmi podobného iónového polomeru (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}). Bentonity s nižším stupňom oktaedrickej substitúcie (náboj oktaedrických vrstiev — 0,76 až 1,29) vykazujú priaznivé vlastnosti v heterogénnych sústavách bentonit-voda, bentonity s vyšším stupňom oktaedrickej substitúcie (—1,3 až —1,5) majú priaznivé vlastnosti sorpčné a vysokú schopnosť výmeny katiónov.

U bentonitu z Jelšového Potoka sa stupeň oktaedrickej substitúcie pohybuje medzi −0,9 až −1,15. Predstavuje teda pri posudzovaní podľa tohto kritéria, typ s nižším, až stredným stupňom oktaedrickej substitúcie. Má však priaznivé vlastnosti charakteristické pre bentonity s nízkym, tak i vysokým stupňom oktaedrickej substitúcie. Podľa doterajších zistení je akýmsi univerzálnym typom s veľmi priaznivými vlastnosťami reologickými, sorpčnými i vysokou schopnosťou výmeny katiónov.

Hodnoty výmeny katiónov sa pohybujú medzi 63 až 73 mval/100 g.

Vymeniteľné katióny sú obsadené nasledovne:

Ca^{2+}	40 až 48 mval/100 g	K^{+}	0,5 až 1,8 mval/100 g
Mg^{2+}	16 až 24 mval/100 g	Na^{+}	0,2 až 0,8 mval/100 g

Výmennou kapacitou zaraďuje sa bentonit z Jelšového Potoka medzi najkvalitnejšie československé bentonity.

Kryštalochemické vzorce bentonitu Jelšový Potok — Tab. č. 3

Vzorka č. V—17/11

$[Si_{7,640}\ Al_{0,360}]\ [Al_{3,065}\ Fe^{3+}_{0,229}\ Mg_{0,775}]\ [Ca_{0,344}\ K_{0,033}\ Na_{0,022}]\ O_{20}\ (OH)_4$

Vzorka č. V—17/12

$[Si_{7,882}\ Al_{0,118}]\ [Al_{2,889}\ Fe^{3+}_{0,184}\ Mg_{1,025}]\ [Ca_{0,345}\ K_{0,002}\ Na_{0,033}]\ O_{20}\ (OH)_4$

Vzorka č. V—17/13

$[Si_{7,835}\ Al_{0,165}]\ [Al_{2,946}\ Fe^{3+}_{0,286}\ Mg_{0,901}]\ [Ca_{0,373}\ K_{0,044}\ Na_{0,027}]\ O_{20}\ (OH)_4$

Vzorka č. V—18/14

$[Si_{7,789}\ Al_{0,202}]\ [Al_{3,070}\ Fe^{3+}_{0,249}\ Mg_{0,743}]\ [Ca_{0,349}\ K_{0,044}\ Na_{0,027}]\ O_{20}\ (OH)_4$

Vzorka č. V—18/15

$[Si_{7,858}\ Al_{0,142}]\ [Al_{3,017}\ Fe^{3+}_{0,223}\ Mg_{0,835}]\ [Ca_{0,342}\ K_{0,043}\ Na_{0,026}]\ O_{20}\ (OH)_4$

Table 3. Crystallochemical patterns of the benthonite from Jelšový Potok

Technologické vlastnosti a možnosti uplatnenia

Mnohostranné možnosti uplatnenia bentonitu spočívajú na jeho vlastnostiach reologických, sorpčných a koloidných, prípadne na ich vzájomnej kombinácii. Treba však poznamenať, že bentonit bez úpravy sa používa len zriedkavo. Pred vlastným použitím je podrobovaný úprave mechanickej (homogenizácia, mletie, triedenie a p.), prípadne chemickej (natrifikácia, aktivácia, reakcia s organickými činidlami a pod.). Z toho hľadiska sú sledované a posudzované i technologické vlastnosti bentonitu z Jelšového Potoka a možnosti aplikácie.

V ďalšom stručne poukážeme na niektoré možnosti jeho priemyselného uplatnenia v odvetviach s najväčšou spotrebou bentonitu, pre ktoré má priaznivé kvalitatívne-technologické predpoklady.

U nás dosiahol bentonit doposiaľ najväčšieho uplatnenia v zlievárenstve.

Z tohto hľadiska je bentonit z Jelšového Potoka jeden z našich najlepších. Dokumentujú to vlastnosti (skúšané a posudzované podľa ČSN 72 1592) uvedené v tabuľke č. 4. Tieto umožňujú vyrábať z predmetného bentonitu nielen zlievárenský bentonit I. akostnej triedy ČSN 72 1592, ale i kvalitnejšie druhy, ako Standard 650, Špeciál 750, prípadne i akostnejšie. Po natrifikácii (3—4 % Na_2CO_3) vykazuje bentonit priaznivé hodnoty väznosti za surova (700—750 p/cm^2), ale hlavne v pevnosti po vysušení (12—15 kp/cm^2). Tieto hodnoty sú vyššie ako u najkvalitnejšieho u nás vyrábaného bentonitu Sabenil 3.

Technologické vlastnosti bentonitu Jelšový Potok (zlievárenské). Tab. č. 4

Stanovenie		Hodnoty		
		minimálne	maximálne	priemer
Väznosť-pevnosť v tlaku za surova	p/cm^2	620	1000	795
Pevnosť v strihu za surova	p/cm^2	116	260	175
Priedyšnosť-priepustnosť plynov	n. j. p.	171	231	205
Pevnosť v tlaku po vysušení (200 °C/2h) pri 3 % vlhkosti zmesi	kp/cm^2	3,4	5,9	4,8
Pevnosť v tlaku po vysušení (200 °C/2h) pri 10 % vlhkosti zmesi	kp/cm^2	9,7	12,3	11,6
Oter zmesi	g	3,2	5,3	4,1

Table 4. Technological properties (foundery properties) of the benthonite from Jelšový Potok.

Pre zlievárenstvo predstavuje tento bentonit surovinu novú, vhodnú pre prípravu foriem pre odlievanie všetkých druhov oceloliatiny, ale hlavne pre formy sušené. Jeho využívanie môže rozšíriť a doplniť sortiment u nás vyrábaného zlievárenského bentonitu.

Najbežnejším kritériom bentonitu, používaného pri peletizácii rúd, je napučiavacia schopnosť. Podľa zahraničnej literatúry požadujú sa najčastejšie hodnoty: napúčavosť (zväčšenie objemu v odmernom valci) min. 15x a nasiakavosť (metóda Enslina) min. 500 %.

U natrifikovaného bentonitu z Jelšového Potoka pohybujú sa tieto hodnoty v nasledovnom rozmedzí:

nasiakavosť	515 až 700 %
napúčavosť	13,4 až17,5

Hodnoty sú na úrovni požadovaných, ba aj vyššie a spolu s priaznivými ďalšími vlastnosťami (jemnosť častíc, väznosť, pevnosť za sucha, vhodnosť k termickému spracovaniu) sú dobrým predpokladom uplatnenia i v tejto oblasti použitia.

Vlastnosťami vo vodných suspenziách patrí popisovaný bentonit taktiež medzi kvalitnejšie druhy. Suspenzie pripravené so 7 % natrifikovaného bentonitu, dosahovali v sledovaných vlastnostiach nasledovné hodnoty:

Viskozita (Roetest)	30 cp
Viskozita (doba výtoku SPV5)	38 sec
Filtrovateľnosť (VM6)	18 ml/30 min.
Hrúbka filtračného koláča	1,1 mm

I keď overovanie suspenzných vlastností popisovaného bentonitu je len v počiatočnom štádiu, sú doterajšie výsledky viac ako nádejné pre jeho uplatnenie v tejto oblasti (vrtný výplach, stavebníctvo, výrobia liečiv a pod.). Pritom je možné suspenzné vlastnosti zlepšiť jeho úpravou – odseparovaním klastických prímesí (plavenie, sitovanie).

Veľmi perspektívne možnosti uplatnenia bentonitu z Jelšového Potoka sú v oblasti sorpčnej. Priaznivé výsledky sa dosiahli pri skúškach pre použitie vo farmácii, vinárstve a výrobe bieliacej hlinky. Hlavne vhodnosť pre výrobu bieliacej hlinky pokladáme za veľký úspech tohto bentonitu. Pri prevádzkovom overovaní v CHZJD Bratislava bol na výrobu bieliacej hlinky použitý bentonit z Jelšového Potoka samostatne, bez miešania s dovážanými bentonitmi a dosiahnuté výsledky sú tak priaznivé, že CHZJD prechádzajú už v roku 1972 na výrobu bieliacej hlinky čisto na báze bentonitu z tohto ložiska. Vyrobená bieliaca hlinka dosahuje odfarbovací efekt 98 až 99,2 % Tonsilu AC a i ostatnými vlastnosťami plne vyhovuje požiadavkám na kvalitnú bieliacu hlinku. Pritom na prevádzkové odskúšanie nebola použitá najkvalitnejšia surovina ložiska. Niektoré vzorky dosiahli pri laboratórnych skúškach odfarbovací efekt 100 i viac % Tonsilu AC. Objavením ložiska Jelšový Potok bola úspešne ukončená niekoľkoročná snaha nájsť ložiská bentonitu v Československu, ktorý by bol vhodný samostatne na výrobu kvalitnej bieliacej hlinky.

Z národohospodárskeho hľadiska môže byť ložisko Jelšový Potok veľkým prínosom nielen preto, že nahradí draho dovážanú surovinu pre výrobu bieliacej hlinky, ale svojou kvalitou dáva surovina možnosti výroby rôznych druhov bentonitu, širokého priemyselného uplatnenia. Pre racionálne využitie ložiska považujeme za nutné uvažovať s vybudovaním úpravníckeho zariadenia na komplexné spracovanie bentonitu v jeho blízkosti.

Doručené: 17. 1. 1972
Doporučil: Ján Slávik

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geologické stredisko Banská Bystrica

LITERATÚRA

BEŇO J. – OČENÁŠ D., 1968: Žiarska kotlina – limnokvarcity a sprievodné suroviny. Záverečná správa. Manuskript, Geofond, Bratislava.
CIESARIK M. – OČENÁŠ D., 1964: Stará Kremnička – limnokvarcit. Manuskript, Geofond, Bratislava.
ČÍČEL B., 1963: On the Problem of Bond Strength of OH Group in Layer Silicates. Geol. práce, Správy 30, Bratislava.
GREGOR M. – ČÍČEL B., 1969: Bentonit a jeho využitie: SAV Bratislava.
HORVÁTH I., 1965: Niektoré vlastnosti montmorillonitových koncentrátov východoslovenského neogénu Geol. práce, Správy 37, Bratislava.
HORVÁTH I., 1966: Kryštalochemická štruktúra montmorillonitov vých. Slovenska – možnosti jej určenia a význam. Silikáty 1.
IZÁKOVÁ K. – GREGOR M. – CIESARIK M., 1965: Die slovakischen aktiven Erden im Gebiet Žiar nad Hronom. Geol. zborník 16, Bratislava.

KELLEY W. P., 1954: Interpretation of chem. analysis of clays. Bull. Div. Mines. Dept Natur Res State Calif. No 169, 92.
KRAUS I., 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. Geol. práce, Správy 49, Bratislava.
PLANDEROVÁ E. — CIESARIK M., 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. Geol. práce, Správy 35, Bratislava.

The Deposit of Benthonite Jelšový Potok in Žiarska Kotlina (Depression)

DANIEL OČENÁŠ – JÁN ZUBEREC

In 1970 a new deposit of benthonite — Jelšový Potok — was found by geological research in the Žiarska kotlina (depression).

The deposit is in the cadastre of the village Stará Kremnička and is longitudinally extended towards NW — SE over approximately 8 ha. On the NE the deposit is confined by rhyolites, on the south and east it is submerged below limnoquartzites. Its western extent is not determined so far. In the predominant part of the deposit, benthonite is covered by loamy-stony debris of 2—4 m thickness. In the middle of the deposit its overlier consists of a 7—12 m thick sequence of sandy-tuffitic clays. Benthonite arose „in situ" owing to intensive metamorphosis of rhyolite tuffs and tuffobreccia under the influence of the leaking surface water. The age of the benthonite is Upper Sarmatian to Lower Pannonian. Mineralogical — chemical analyses show that it is Ca — Mg benthonite with high montmorillonite content and with high mineralogical purity.

The benthonite is of good geological, sorption and colloid properties and favourable for large-scale industrial exploitation. For foundery, benthonite represents a raw-material of such qualitative parametres that the most qualitative foundery benthonite may be produced from it and exploited in all ways. The existing results of research and testing show the possibilities to use the benthonite as plastic combining agent (pelletization of ores, granulation of fooder and seed mixtures, production of heat-proof and insulating matters from clastic materials, etc.) in suspensions, ceramics, pharmacy, viniculture, food industry, chemistry, in papermills, etc.

The benthonite of the deposit Jelšový potok is most suitable for the production of bleaching material. Such bleaching material made of the benthonite produced bleaching effect of 98—99,2 % Tonsil AC, and other properties fully correspond to the demands for bleaching material of high quality.

Akumulácie plynov v severozápadnej časti Podunajskej panvy

(8 obr. a 1 tab. v texte)

BEDRICH GAŽA*

Accumulations de gaz dans la partie NW du Bassin du Danube

La prospection de bitumes était efficace seulement dans la partie NW du bassin dans la baie de Trnava. Jusqu'ici, on a découvert 8 structures aux accumulations de méthane. Sur le versant occidental du horst de Hlohovec, il y a 2 structures à teneur prédominant en gaz non bitumineux. Les accumulations de pétrole brut n' étaient pas vérifiées.

Les gisements de gas se trouvent dans les formations du Badenien moyen (zone d'agglutinations) caractérisées par la structure de demievoûte étanchée par la faille. Les grandes épaissseurs des roches mères badeniennes, la tectonique compliquée et les conditions convenables à la naissance des pièges, tous ces facteurs montrent l'évolution très semblable à celle de la région située à l'Ouest des Petites Carpathes.

Les gisements de méthane situés dans la baie de Trnava ne sont pas exploités suffisamment. On poursuit la prospection, mais on ne suppose pas de riches réserves.

Prieskum živíc v Podunajskej panve neprináša doteraz uspokojivé výsledky. Robil sa v rôznom rozsahu vo všetkých okrajových častiach panvy, hĺbkovo dostupných geofyzikálnym metódam a vrtnej technike. Najpriaznivejšie výsledky dosiahli sa v sz. časti Podunajskej panvy a preto sa hlavná pozornosť už po niekoľko rokov sústreďuje do tejto oblasti. Priaznivé výsledky vyplývajú predovšetkým z geologických podmienok v badene, charakterizovaných tu veľkou mocnosťou materského súvrstvia a faciálnym i tektonickým vývojom, vhodným ku vzniku akumulačných pascí. Tieto znaky poukazujú skôr na príbuznosť tejto časti panvy s oblasťou Z od Malých Karpát.

Na území, ktoré je ohraničené okrajom Malých Karpát na Z a Považským Inovcom i jeho pokračovaním pod neogén na V robili sa detailné gravimetrické merania, na veľkej časti územia detailná reflexná seizmika a vyvŕtalo sa 1127 plytkých štruktúrnych vrtov do priemernej hĺbky 300 m, 210 štruktúrnych vrtov do hĺbky 600 m a 62 hlbinných vrtov do maximálnej hĺbky 3500 m.

Doterajším prieskumom sa v tejto oblasti objavilo 10 plynonosných štruktúr, z ktorých dve, nachádzajúce sa v jz. časti hlohoveckej hraste, obsahujú hlavne neuhľovodíkové plyny. Je to štruktúra Cífer s akumuláciou dusíka a štruktúra Krížovany s akumuláciou kysličníka uhličitého. Ostatné pozitívne štruktúry a to

*Ing. Bedrich Gaža, Nafta, n. p., Gbely, okres Senica

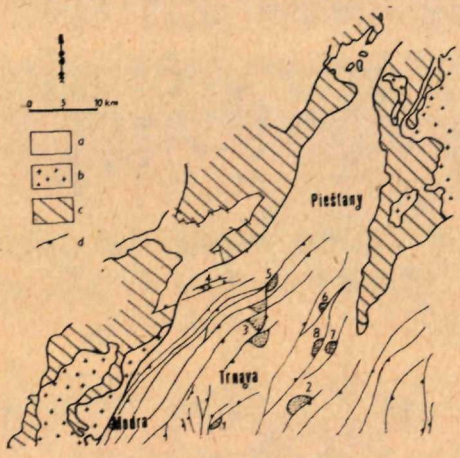
tri v oblasti Špačince, dve štruktúry pri Trakoviciach a štruktúry Nižná, Krupá a Madunice nachádzajú sa v trnavskom zálive a obsahujú metán. Ložiská majú však malý rozsah, väčšinou sa nevyužívajú a neprinášajú zatiaľ žiadúci hospodársky efekt.

Hlavné akumulácie plynov v sz. časti Podunajskej panvy sú viazané na súvrstvie stredného badenu. Akumulácie ropy, ani jej indikácie sa v tejto oblasti doteraz nezistili.

Geologická charateristika oblasti

Do popisovanej oblasti zahrňujeme trvnaský záliv s priliehajúcim z. svahom hlohoveckej hraste.

Trnavský záliv je jedným zo severných výbežkov Podunajskej panvy. Je to priekopová priepadlina, vyplnená sedimentami neogénu a obmedzená z obidvoch strán zlomovými systémami, prebiehajúcimi po svahoch jadrových pohorí, Malých Karpát na Z a Považského Inovca na V. Podložie neogénu v trnavskom zálive je budované mezozoikom krížňanského a chočského príkrovu. Len v najjužnejšej časti predpokladajú sa staršie jednotky paleozoika, ktoré sa zistili na hlohoveckej hrasti v priestore gravimetrickej anomálie majcíchovskej a na štruktúre Krížovany. V s. časti územia pri Nižnej a Borovciach zistili sme hlbinými vrtmi vnútrokarpatský paleogén vo flyšovom vývoji.



Obr. č. 1. **Geologická schéma severozápadnej časti Podunajskej pánvy**
a — neogén, b — kryštalinikum, c — mezozoikum, d — zlom; Plynové štruktúry: 1 — Cífer, 2 — Krížovany, 3 — Špačince, 4 — Krupá, 5 — Nižná, 6 — Madunice, 7 — Trakovice, 8 — Bučany.

Fig. 1. Geological Scheme of the Northwestern Part of the Danube Basin
a — Neogene, b — Crystalline, c — Mesozoic, d — Fault; Gas structures: 1 — Cífer, 2 — Krížovany, 3 — Špačince, 4 — Krupá, 5 — Nižná, 6 — Madunice, 7 — Trakovice, 8 — Bučany.

Ako najstarší stupeň neogénu zistili sme v trnavskom zálive egger vrtmi pri Krupej a Dubovom. Na väčšej ploche je vyvinutý karpat, ktorý je tiež podstatne mocnejší (až 720 m). Dosiahol sa vrtmi pri Dubovom, Špačinciach, Nižnej, Krupej, Cíferi a Maduniciach. Spodný baden vyskytol sa len na jednej lokalite v tejto oblasti a to na štruktúre pri Trakoviciach. Sedimenty týchto stupňov ukladali sa v panvách, ktorých smer a rozsah bol podstatne iný, než má panva v strednom a vrchnom badene, resp. mladších obdobiach. Vynáraním sa pásmových pohorí stali sa z nich oblasti súše a veľká časť sedimentov podľahla intenzívnej denudácii.

Panva v dnešnom tvare začína sa utvárať v strednom badene a v trnavskom zálive v dôsledku synsedimentárneho poklesávania po zlomoch prichádza v tomto období k enormnému nahromadeniu sedimentov. Mocnosť stredného a vrchného badenu je v najhlbších častiach zálivu až 3000 m. Toto súvrstvie je vyvinuté

prevažne v pelitickej fácii. Významné z hľadiska akumulácií plynu sú piesky, pieskovce a zlepence na báze a piesky vo vrchnej časti stredného badenu. Vrchný baden v najvyššom intervale je na väčšine územia v brakickom vývoji, vyznačujúci sa silnou piesčitou sedimentáciou, avšak z hľadiska akumulácií plynov sú tieto piesky negatívne.

Sedimentačný priestor sarmatu zhoduje sa s priestorom stredného a vrchného badenu. Najväčšia zistená mocnosť sarmatu je pri Suchej n/Párnou, t. j. v ústrednej trnavskej priehlbine, a to 500 m. Litologický vývoj sarmatu je značne premenlivý. Pri okrajoch sú hojné štrky, piesky a pestré pelity, ďalej od okraja pribúda pelitickej zložky.

Pliocén — panón, dacien a rumanien*) sú na veľkej časti územia charakterizované malými mocnosťami (150—200 m), plytkým uložením a sladkovodným vývojom. Sú tvorené prevažne striedaním pieskov, štrkov a pestrých pelitov. Centrálna depresia pliocénnej panvy presunula sa podstatne smerom južným, takže s. výbežky panvy sú v pliocéne okrajovou plytkou oblasťou.

Tektonická stavba oblasti je charakterizovaná poklesovými zlomami pozdĺž pásmových pohorí. Na z. okraji trnavského zálivu prebieha systém okrajových karpatských zlomov v smere JZ—SV s úklonom k JV. Ako najvýraznejšie je možno uviesť zlomy smolenický, bolerázsky, vištucký, dubovanský, čaníkovský a bohunický.

Dielčou tektonickou jednotkou je *kátlovecká hrasť*, ktorej základom je výbežok mezozoika, ponárajúci sa pod neogén. Zo SZ je kátlovecká hrasť ohraničená kátloveckými zlomami, ktoré sú oproti karpatskému systému antitetické.

Hlohovecká hrasť je tvorená chrbátom Považského Inovca, ponárajúceho sa pod neogén. Zo z. strany je hrasť ohraničená systémom zlomov trnavských a južnejšie zlomov cíferských, upadajúcich k SZ, vých. ohraničením je systém zlomov majcichovských a sládkovičovských s úpadom k JV. Uvedené zlomové systémy zachovávajú karpatský smer.

V medzikryhách uvedených zlomových systémov vyskytuje sa celý rad elevácií, ktorých najčastejším tvarom je poloklenba, viazaná na súklonný zlom. Zo zistených plynonosných štruktúr je však 50 % viazaných na protiklonný zlom. Protiklonné zlomy majú význam pre vznik pascí predovšetkým v bazálnom súvrství stredného badenu, ktoré je často značne mocné a má priepustné podložie. Pri protiklonnom zlome utesní sa najvyššia časť pieskov oproti poklesnutej kryhe pelitmi, vyvinutými v ich nadloží.

Lokality s akumuláciami plynov a ich geologické pomery

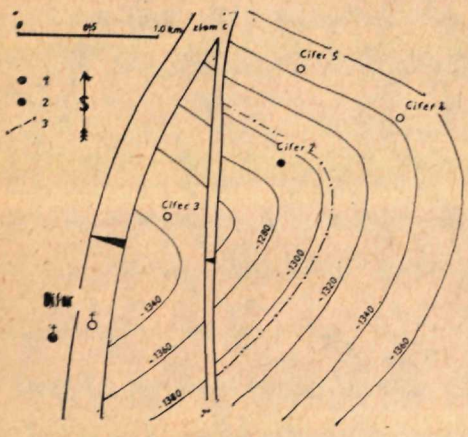
Štruktúra Cífer

je prvou lokalitou v Podunajskej panve, kde sa objavilo ťažiteľné množstvo plynu. Bolo to v r. 1958, kedy sa čerpacími skúškami na vrte Cífer—2 overovali plynonosné horizonty v badene a sarmate, ktoré poskytli prítok plynu o ťažiteľnom množstve.

Hlbinný prieskum štruktúry Cífer sa začal vrtom Cífer—1 v r. 1957. Predchádzal mu geofyzikálny prieskum, ktorý robili Nemci v období 1942—43. Elevačný charakter územia prejavil sa v refrakčno-seizmickom meraní vejárovou metódou a to ako samostatné anomálie krátkych časov. V gravimetrii z tohoto obdobia sa územie javí ako západný svah veľkej pozitívnej anomálie majcichovskej a až interpretácia reziduálneho tiažového poľa (B. Beránek —

*) V smysle interného členenia pliocénu pracovníkov Nafty, n. p., Gbely.

M. Zounková, 1956) ukazuje lokálny pozitívny charakter cíferskej oblasti. Elevačná stavba neogénu zistila sa reflexnou seizmikou v r. 1953 a spresňuje sa ďalšími meraniami touto metódou až do r. 1956. Zistila sa antitetická poloklenbovitá štruktúra, viazaná na vysokú kryhu cíferského zlomu *c*. Existencia štruktúry a priebeh cíferského zlomu overovali a spresňovali sa plytkým štruktúrnym prieskumom v r. 1956 a 1957. Elevačná stavba potvrdila sa i vo vrchnom pliocéne a taktiež sa potvrdil protiklonný cíferský zlom (M. Mořkovský, 1957).



Obr. č. 2. **Ložisko Cífer. Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu plynonosného obzoru v badene.** 1 — Sondy s obzorom zavodneným, 2 — Sonda plynová, 3 — Hranica plyn — voda.

Fig. 2. Cífer Deposit. Structural Map Regarding the Upper Boundary of the Gas- Bearing Horizon in the Badenian. 1 — Test pits with aqueous horizon. 2 — Gas test pit. 3 — Gas- water interface.

Hlbinný prieskum bol urobený piatimi vrtmi, hlbokými 1587—2031 m. Na vysokej kryhe zlomu *c* prevŕtavalo sa priemerne 600 m pliocénu, 380 m sarmatu, 600 m stredného a vrchného badenu a 476 m karpatu, ktorého podložie sa však nedosiahlo.

Plynonosnosť štruktúry potvrdila sa jediným vrtom Cífer—2. Plynonosný horizont sa prevŕtal v hĺ. 1433,0—1437,5 m v bazálnej časti zóny aglutinancií stred. badenu a ďalší vo vrchnej časti sarmatu v hĺ. 618,0—627,0 m.

Zloženie plynu z obidvoch horizontov bolo však z hľadiska hospodárskeho využitia nepriaznivé. Rozborom sa zistilo, že plyn z badenu tvorí dusík 77,1 %, metán 22,7 % a etán 0,2 % a zo sarmatu dusík 76,8 percenta, metán 20,9 percenta, etán 2,2 percenta a propán 0,1 percenta. Plyn je horľavý, avšak spalné teplo má hodnotu pomerne nízku: 2195 Kcal/m^3.

Vrtný prieskum štruktúry je ukončený. Štruktúra v badene a sarmate má tvar poloklenby pri protiklonnom zlome *c*. Hlbinnými vrtmi sa spresnil priebeh zlomu *c*, na ktorý je viazaný plynonosný horizont v sarmate a menšieho odštiepneho zlomu, na ktorý je viazaný plynový horizont v badene. Zlomy sú syngenetické, boli činné v badene i sarmate a hlavný zlom i v pliocéne. Hlavný zlom má výšku skoku v pliocéne 70 m, v sarmate 300 m. Odštiepny zlom na hranici panón-sarmat 20 m, na úrovni plynového horizontu v badene 80 m.

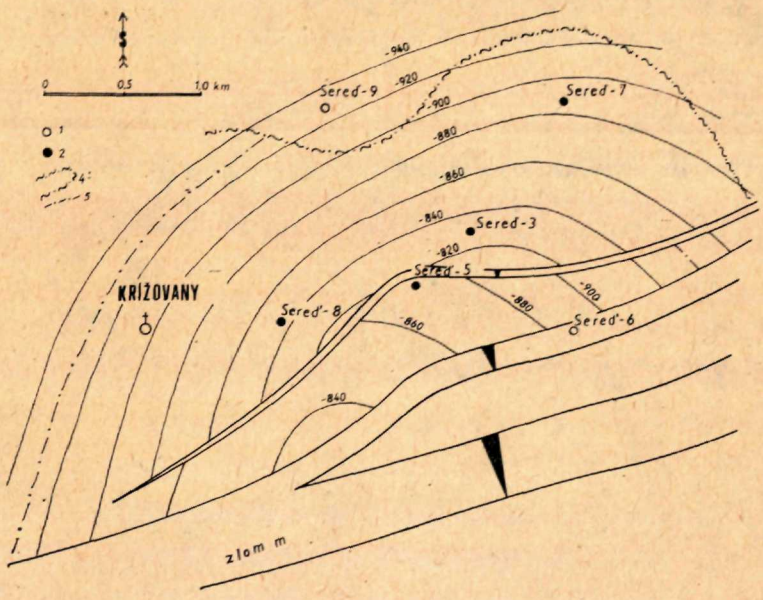
Obidva plynové obzory sú prípadom vrstevných ložísk, tektonicky obmedzených, s režimom okrajovej vody. Akumulačné pasce v uvedených horizontoch vznikli ich utesnením polohami nepriepustných pelitov v poklesnutých kryhách. V prípade badenského horizontu sú to pelity zóny aglutinancií, v prípade sarmatského horizontu pravdepodobne náhodná menšia poloha ílov v panóne, ktorý je inak na nepriepustné polohy chudobný.

Z hľadiska hospodárskeho sú zistené akumulácie pomerne málo významné. Vyťažiteľné zásoby obzoru v badene sú 121 mil. m^3 a v sarmate 29 mil. m^3.

Zvláštnosťou ložiska Cífer je predovšetkým prevaha dusíka v zistenom plyne. Je to v Podunajskej panve, včítane maďarskej časti a vôbec i v ostatných neogénnych panvách na našom území ojedinelý prípad. Prevažná časť autorov (I. Pagáč, 1959, 1963; M. Dlabač — M. Michalíček, 1964) prikláňa sa k biogénnemu pôvodu dusíka, pričom sa vychádza z predpokladaného vzťahu medzi uhľovodíkmi a síranovými vodami, keď vplyvom aneróbnych organizmov môže dôjsť k degenerácii uhľovodíkov. Zvýšené obsahy síranov vo vodách na štruktúre Cífer sa potvrdili. Takmer rovnaké zloženie plynu z obidvoch horizontov svedčí o jeho spoločnom pôvode. Podľa Michalíčka sú materským súvrstvím pre dusík konglomeráty na báze stredného badenu.

Štruktúra Krížovany

je druhou raritou na našom území. Pionierskymi vrtmi objavili sa tu v r. 1963—64 veľké akumulácie kysličníka uhličitého, ktoré v takom rozsahu boli dovtedy známe iba v maďarskej časti Podunajskej panvy na ložisku Mihályi.



Obr. č. 3. Ložisko Krížovany. **Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu plynonosného obzoru v badene.** 1 — Sonda negatívna, 2 — Sonda plynová, 3 — Hranica vyslienenia, 4 — Hranica plyn—voda.

Fig. 3. Krížovany Deposit. Structural Map Regarding the Upper Boundary of the Gas-Bearing Horizon in the Badenian. 1 — Negative test pit. 2 — Gas test pit. 3 — Boundary of higher portion of marls. 4 — Gas-water interface.

Štruktúra Krížovany nachádza sa na sv. svahu majcichovskej gravimetrickej elevácie. Ako samostatná elevácia je po prvý raz interpretovaná na základe refrakčne seizmických meraní z rokov 1943—44. Ako chrbát, pretiahnutý v sv. smere interpretuje sa podľa geoelektriky (J. Prokoš — V. Klímková, 1961). Najspoľahlivejšie bola však riešená podľa výsledkov detailných reflexne seizmických meraní. K hlbinnému prieskumu prikročilo sa na základe interpretácie týchto meraní I. Pagáčom (1963), ktorý rieši elevéciu v badene ako plochú roziashlu antiklinálu eliptického tvaru s osou JZ—SV, nachádzajúcu sa vo

vysokej kryhe majcichovského zlomu *m*, prebiehajúceho po v. svahu hlohoveckej hraste.

Hlbinný prieskum vlastnej štruktúry bol urobený šiestimi vrtmi, označenými Sereď—3, 5, 6, 7, 8, 9 do priemernej hĺbky 1400 m. Podložie neogénu je budované paleozoikom vo vývoji tmavošedých fylitov. V ich nadloží prevŕtavalo sa 300 m mocné súvrstvie brekcií, tvorených prevažne materiálom fylitov. Vek brekcií je nejasný. Stredný baden je mocný 400 m, z čoho 320—340 m sú vápnité piesky, pieskovce a zlepence. Vrchný baden je vo vývoji pelitickom a mocný je 220—280 m. Na ňom leží diskordantne sarmat mocný 60—100 m a ďalej pliocén o mocnosti 100—120 m.

Vyriešením tektonickej stavby štruktúry hlbinnými vrtmi sa zistilo, že elevácia v badene má tvar poloklenby pri antitetickom majcichovskom zlome *m*, ktorej vrcholová časť je dvoma odštiepnymi zlomami rozčlenená na úzke medzikryhy. Zlomy majú karpatský smer a úklon k V pod uhlom okolo 50°. Hlavný zlom *m* má v badene výšku skoku cez 400 m, v daciene len 70 m. Západnejší zlom má v badene skok okolo 220 m, v panóne 80 m. Na tento zlom je viazané ložisko plynu v strednom badene. Ešte ďalej na Z objavil sa malý zlom s výškou skoku v badene okolo 50 m, na ktorý je viazané malé ložisko plynu v panóne.

Prvým vrtom, ktorým sme dokázali pozitivitu štruktúry Krížovany, bol vrt Sereď—3. Ďalšie pozitívne vrty sú Sereď—5, 7, 8 a 9. *Hlavný plynový horizont nachádza sa vo vrchnej časti piesčitého komplexu zóny aglutinancií.* Pozitívna časť ložiska má maximálnu mocnosť na vrte. Sereď 8,80 m. *Je to vrstevný typ ložiska viazaného na zlom,* ohraničeného sčasti na S a V litologicky a na Z okrajovou vodou. Tesniacim elementom oproti poklesnutej kryhe sú pelity vo vrchnej časti zóny aglutinancií.

Plyn, získaný na vrtoch Sereď mal toto zloženie:

Vrt	Otvorený interval	% CO_2	% N_2	% CH_4	Vyššie uhľovodíky %
Sereď—3	960 — 990 m	61,0	11,6	24,3	3,1
Sereď—5	1005 — 1020 m	89,9	7,0	4,9	stopy
Sereď—7	1053 — 1056 m	72,0	19,0	8,5	0,5
	1013 — 1029 m	52,1	28,8	18,3	0,8
Sereď—8	1051 — 1059 m	78,6	15,3	6,1	stopy
	1035 — 1045 m	87,0	9,2	3,0	0,1
	1020 — 1021,5 m	88,3	7,5	4,2	stopy
	1000 — 1005 m	88,0	2,3	9,7	stopy
	975 — 985 m	88,9	6,9	4,2	stopy

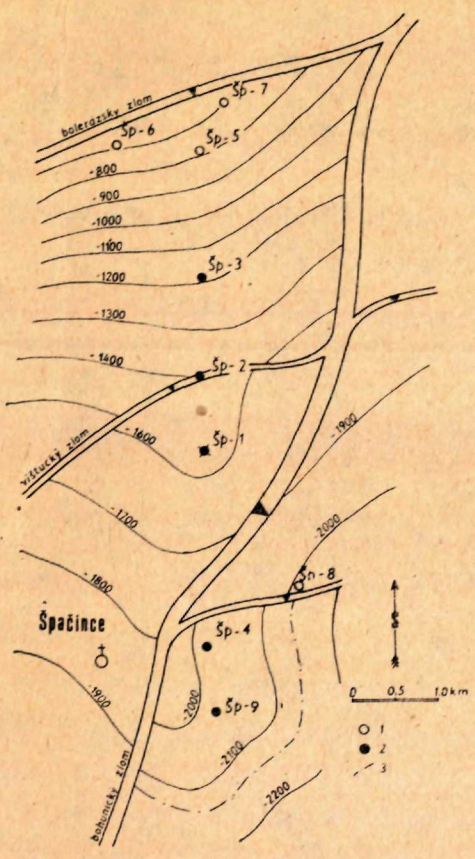
Toto ložisko je ďaleko najväčšie v Podunajskej panve, ale napriek tomu, že vyťažiteľné zásoby sú na naše pomery značné — 4,7 miliárd m^3, je jeho národohospodársky význam vzhľadom k zloženiu plynu zatiaľ nulový.

Okrem hlavného horizontu zistili sme na vrte Sereď—5 v hĺbke 1097,0—1103,0 m a na vrte Sereď—7 v hĺbke 1155,0—1161,0 m nevýznamné akumulácie kysličníka uhličitého v šošovkovitých obzoroch, vyvinutých na malých plochách, ktorých kolektorom sú málo priepustné pieskovce v bazálnej časti zóny aglutinancií.

Menšia akumulácia CO_2 vyskytla sa na vrte Sereď—5 v horizonte na báze panónu z intervalu otvoreného v hĺ. 636—643 m. Je to vrstevné ložisko v tvare syntetickej poloklenby pri malom odštiepnom zlome, ktorého vznik bol spôso-

beny utesnením bazálneho panónskeho piesku oproti vyššej kryhe, kde sa poklesnutím asi o 30 m dostal tento do styku s nepriepustným intervalom ílov sarmatu. Zásoby tohoto ložiska sú asi 20 mil. m^3.

O pôvode CO_2 v Podunajskej panve prevládajú u nás názory, dávajúce ho do súvisu s vulkanickou činnosťou (M. Michalíček 1960, M. Dlabač — M. Michalíček 1964, I Pagáč 1966). Mocný badenský vulkanizmus, pokračujúci do sarmatu, resp. i vyššie, mohol hlavne vo svojich postvulkanických fázach produkovať dostatok CO_2. Nevylučuje sa tiež možnosť, že CO_2 tu vzniká ako produkt tepelnej metamorfózy na styku karbonátových komplexov a neovulkanitov. (I. Pagáč 1966). K uvoľneniu CO_2 z uhličitanu netreba ani vulkanickú teplotu. Môže tiež vznikať pri dynamotermickej metamorfóze v hĺbke, ak je dosiahnutá teplota väčšia ako 220 °C. Plyn z ložiska Krížovany sa priemyselne nevyužíva.



Obr. č. 4. **Štruktúra Špačince. Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu pieskov vo vrchnej časti stredného badenu.** 1 — Sondy negatívne, 2 — Sondy plynové, 3 — Hranica plyn—voda.

Fig. 4. Špačince Structure. Structural Map Regarding the Upper Boundary of Sands in the Upper Part of the Middle Badenian. — 1 Negative test pits. 2 — Gas test pits. 3 — Gas-water interface.

Štruktúry Špačince

sa nachádzajú 9 km na S od Trnavy. Zemný plyn sa tu akumuloval v niekoľkých horizontoch v rôznych polohách stredného badenu na viacerých dielčích štruktúrach, ktoré sa tiahnu smerom sz.—jv., teda naprieč smeru karpatských orografických a tektonických jednotiek. Vznik špačinského elevačného pruhu dátuje sa do obdobia medzi spodným a stredným badenom. V štruktúrnych mapách

na badenské a vyššie rozhrania prejavuje sa ako pretiahnutá poloklenba, porušená okrajovými karpatskými zlomami, ktoré ju členia na niekoľko dielčích elevačných vrcholov. Elevačná stavba oblasti zistila sa reflexnou seizmikou v rokoch 1956—59 (M. Dlabač — Z. Adam 1959, Z. Adam 1960). Zlomová tektonika spresňovala sa plytkým a stredne hlbokým štruktúrnym prieskumom v rokoch 1957—60 (M. Mořkovský 1959; J. Hromec 1960).

Hlbinný prieskum v oblasti Špačince sa zahájil v r. 1958 a po celkove neuspokojivých výsledkoch prerušil sa po odvŕtaní deviatich vrtov v r. 1966. Vrtmi, označenými Špančice—1 až 9 a situovanými v profile s.—j. smeru, skúmali sa štyri dielčie poloklenbovité elevácie. Pozornosť sa usmernila hlavne na stredný a vrchný baden, ktorý sa považoval za hlavné nafto-plynonosné súvrstvie.

Podložie neogénu, vrchný trias krížňanskej jednotky, dosiahol v hĺ. 3123 m vrt Špačince—5. Tento tiež prevŕtal celý karpat v šlírovom vývoji v intervale 2660—2123 m. Ostatné vrty sa ukončili po dosiahnutí karpatu, resp. v badene. Maximálnu mocnosť badenu prevŕtal vrt Špačince—4 a to 2680 m. Je tu vyvinutý stredný a vrchný baden a charakterizuje ho pelitický vývoj. Piesčité a zlepencové polohy nachádzajú sa spravidla na báze a na rozhraní stredného a vrchného badenu. Inak sú to ojedinelé nepravidelné šošovky obmedzenej mocnosti a rozsahu. V nadloží badenu prevŕtaval sa v priemere 200—250 m sarmat a 350 metrov pliocén.

Z hľadiska živíc priniesli hlbinné vrty tieto výsledky:

Poloklenba v poklesnutej kryhe dubovanského zlomu skúmaná vrtmi Špačince—5, 6 a 7 je negatívna.

No poloklenbe v poklesnutej kryhe bolerázskeho zlomu sme zistili plynonosný horizont na vrte Špačince—1 v hĺ. 2756,5—2781,0 m a na vrte Špačince—2 v hĺ. 2083—2086,5 m. Vrtom Špačince—3 sme skúmali plynonosné horizonty v hĺ. 2856—2862 m a v hĺbke 2707,6—2710, 5m. Všetky uvedené horizonty obsahujú takmer čistý metán. Sú to šošovky v rôznych polohách stredného badenu s priestorovo obmedzeným vývojom a s nízkymi potenciálnymi produkciami.

V poklesnutej kryhe vištuckého zlomu bol skúšaný baden v spodnom intervale vrtu Špačince—4 a na vrte Špačince—1 vo vyššej časti vrtu. Nezískali sa tu pozitívne výsledky.

Relatívne najlepšie výsledky sa dosiahli na vrtoch Špačince—4 a Špačince—9 v poklesnutej kryhe bohunického zlomu. Na rozhraní stredného a spodného badenu je vyvinutý 100 m mocný komplex piesčitých ílov, pieskovcov a pieskov, ktoré sú plynonosné. Piesky vystupujú prevažne vo forme priemerne 2 m mocných vrstiev. Maximálne dosahujú 4—4,5 m. Okrem toho je pravdepodobne pomerne vysoké percento piesčitosti, viazané na vložky 10—20 cm hrubé. Efektívna mocnosť komplexu je 17,5 m.

Na vrte Špačince—4 prevŕtal sa plynonosný komplex v hĺbke 2155,5—2249,0 metra. Prítok plynu o nemerateľnej kapacite nastal po otvorení intervalu 2232—2239 m a s kapacitou 40 tis. m^3/24 hod. z intervalu 2197—2207 m. Pri čerpacej skúške prišlo k havárii a vyššia časť plynového komplexu sa nevyskúšala. Otvorili sme horizont v hĺ. 1813—1815,0 m vo vrchnom badene, ktorý poskytol plyn o kapacite 300 tis. m^3/24 hod. Na vrte Špačince—9 perforovalo sa v hĺbke 2144,5—2267 m súčasne 12 horizontov o celkovej mocnosti 39 m a získal sa plyn s maximálnou kapacitou 72 500 m^3/24 hod. Plyn na tejto štruktúre je tiež ako na predchádzajúcich, prakticky čistý metán (95—98,5 %).

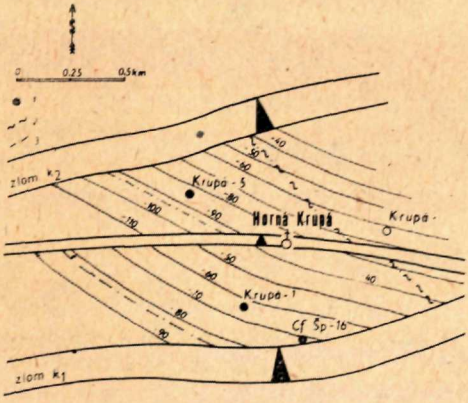
Prieskum štruktúry sme prerušili, avšak uvažuje sa o jeho obnovení. Z kore-

lácie EK diagramov vrtov Špačince—4, 8 a 9 vidno, že uvedený piesčitý komplex je plošne stály, pokiaľ ide o jeho určité skupiny pieskov, v ktorých jednotlivé obzory sa nedajú presne na väčšie vzdialenosti korelovať. Predpokladáme preto, že ide o sústavu faciálne premenlivých pieskov, ktoré vystupujú v určitých stálych komplexoch. Štruktúra je plošne dosť rozsiahla a vzhľadom k tomu, že sme pri čerpacích skúškach nezistili okrajovú vodu, možno predpokladať väčší rozsah produktívnej plochy.

Štruktúra Krupá

sa nachádza v najvyšších polohách kátloveckej hraste, v priestore, kde vychádza stredný baden na povrch. Kátlovecká hrasť je dielčia tektonická jednotka, ktorej fundamentom je výbežok mezozoika M. Karpát, ponárajúceho sa pod neogén trnavského zálivu. Po jv. svahu hraste priebiehajú západné okrajové zlomy karpatské, po sz. svahu mladšie zlomy kátlovecké, ktoré sú voči karpatskému systému antitetické. Medzi kátloveckou hrasťou a okrajom panvy nachádza sa trstínska depresia.

Štruktúra Krupá bola interpretovaná prvýkrát podľa plytkého štruktúrneho prieskumu ako poloklenba pri severnejšom kátloveckom zlome (J. Hromec 1962). Jej plynonosnosť sa prejavila v roku 1961 náhodne erupciou štruktúrneho vrtu Cf 300 Bh—128, situovanom pri j. okraji obce Horná Krupá. V tesnej blízkosti vrtu Bh—128 vyvŕtal sa vrt Cf Šp—16, na ktorom sme zastihli plynonosný horizont v hĺ. 284,5 — 287, 0 m. Tento horizont bol v pozitívnom vývoji ďalej navŕtaný pionierskym vrtom Krupá—1 v hĺbke 277,5—286 m a vrtom Krupá—5 v hĺbke 310—318 m. Okrem toho je na vrte Krupá—1 podľa EK plynonádejný horizont v hĺbke 205—215 m.



Obr. č. 5. **Ložisko Krupá. Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu plynového obzoru v badene.** 1 — Sonda plynová, 2 — Hranica vyslienenia, 3 — Hranica plyn—voda.

Fig. 5. Krupá Deposit. Structural Map Regarding the Upper Boundary of the Gas-Bearing Horizon in the Badenian. 1 — Gas test pit. 2 — Boundary of higher portion of marls. 3 — Gas-water interface.

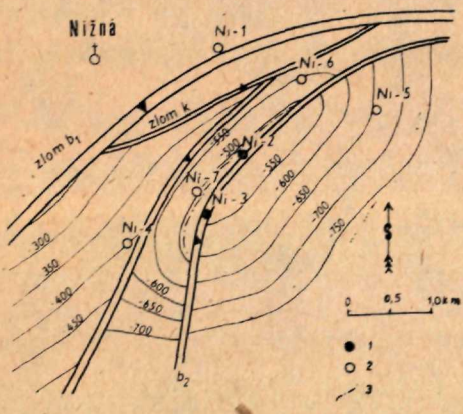
Kolektorom plynu, ktorý tvorí z 98,5 % metán, sú vápnité piesky v strednej časti zóny aglutinancií. Akumulačná pasca vznikla čiastočne utesnením piesku intervalom pelitov v poklesnutej kryhe protiklonného zlomu, zatiaľ čo v. ohraničenie je litologické. Piesky vysliešujú smerom v. k vrcholu elevácie. Ložisko sa nachádza v medzikryhe kátloveckých zlomov a je dielčim zlomom o výške skoku 40 m rozdelené na dve hydrodynamicky samostatné časti. Na južnejšej z nich nachádzajú sa vrty Cf Šp—16 a Krupá—1, na severnejšej vrt Krupá—5.

Rozlohou i zásobami je ložisko pri Krupej malé. Má plochu okolo 70 ha a vyťažiteľných zásob 10 mil. m^3 plynu.

bola objavená plytkým štruktúrnym prieskumom v r. 1959 a potvrdená reflexnou seizmikou s častými prerušeniami od r. 1956 až do r. 1967. Hlbinný prieskum sa začal v r. 1962 vrtom Nižná—1 a bol prerušený v r. 1969 po odvŕtaní vrtu Nižná—7.

Pôvodne sa štruktúra interpretovala v panóne ako rozsiahla poloklenba, viazaná na bohunický zlom b. Hlbinným prieskumom a detailnou reflexnou seizmikou zistili sa v badene okrem hlavného bohunického zlomu ďalšie dva súklonné zlomy, ktoré členia elevéciu na tri medzikryhy. Tektonickú stavbu komplikuje prítomnosť antitetického kátloveckého zlomu. Výška skoku zlomu b_1 v badene je maximálne 250 m. Južnejšie zlomy majú výšku skoku 50—150 m.

Mocnosť neogénnej výplne v priestore elevácie Nižná dosahuje v najhlbšej kryhe 2150 m. V podloží neogénu je paleogén vo flyšovom vývoji. Na báze neogénu prevŕtaval sa karpat, v jeho nadloží stredný baden, mocný 1800 m, ďalej sarmat, mocný 150 m a pliocén 200 m.



Obr. č. 6. **Ložisko Nižná. Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu najvyššieho plynonosného obzoru.** 1 — Sonda plynová, 2 — Vrt negatívny, 3 — Hranica plyn—voda.

Fig. 6. Nižná Deposit. Structural Map Regarding the Upper Boundary of the Uppermost Gas-Bearing Horizon. 1 — Gas test pit. 2 — Negative borehole. 3 — Gas-water interface.

Neobvykle silno piesčitý vývoj zistili sme na rozhraní vrchného a stredného badenu. Prevŕtaval sa tu až 500 m mocný piesčito-ílovitý komplex, kde niektoré piesky sú 20—30 m mocné. V najvyššej časti tohto komplexu sme prevŕtali vrtom Nižná—2 päť plynonosných horizontov v intervale 665—866 m. Postupne boli vyskúšané v hĺbkach 865,0—866,0 m; 851,0—856,0 m; 746,0—755,5 m; 718,0—722,0 m a 655,0—672,0 m. Spodné štyri horizonty sú otvorené v celej mocnosti, najvyšší je plynonosný v mocnosti 16 m. Okrem toho najvyššia časť tohoto obzoru je redukovaná zlomu b_2. Prieskum týchto horizontov pokračoval vrtom Nižná—3, ktorý však zastihol len jeden plynonosný horizont v hĺbke 849,0—854,0 m. Vyššie piesky sú na tomto vrte odrezané zlomom b_2.

Plyn týchto horizontov je tvorený v priemere 98 % metánom.

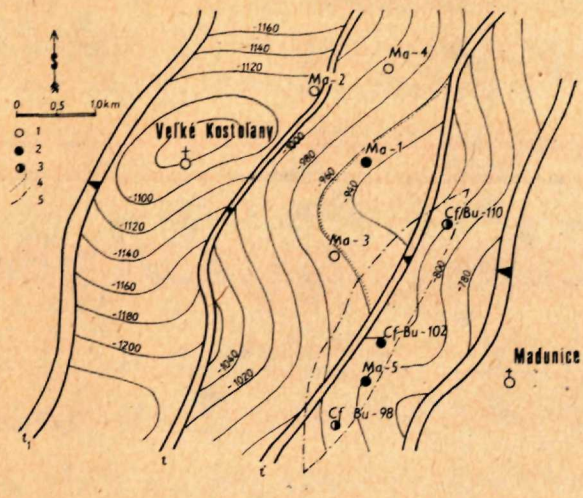
Ložisko plynu na štruktúre Nižná sa nachádza v úzkej medzikryhe zlomov b_1 a b_2. Úklon vrstiev je oproti susedným medzikryhám opačný. Zatiaľ čo vrstvy v badene stúpajú v tejto oblasti smerom od JV k SZ, na tejto medzikryhe je najvyššia poloha pri zlome b_2, obmedzujúcom medzikryhu z JV. Pri tektonických pohyboch, pri ktorých na úzkom priestore poklesávalo súčasne niekoľko úzkych medzikryh, nastalo v strednej medzikryhe naklonenie v obrátenom smere. Tým sa dostali najvyššie piesky z komplexu v strednom badene do polohy oproti pelitom v poklesnutej kryhe zlomu b_2 a vznikla pasca, vhodná pre akumuláciu

plynu. Ložisko je však plošne veľmi malé. Šírka produktívnej plochy je maximálne 100—150 m, dĺžka asi 2000 m.

Štruktúra Madunice

sa nachádza pri sv. okraji trnavského zálivu v oblasti trnavských zlomov. Bola objavená stredne hlbokým štruktúrnym prieskumom v r. 1966. Potvrdila sa reflexne seizmickými meraniami z r. 1967. Iné geofyzikálne metódy ju neindikujú. Hlbinný prieskum tejto štruktúry sa začal v r. 1968 vrtom Madunice—1 a skončil sa v r. 1970 vrtom Madunice — 5. Hlbinnými vrtmi, ktorých hĺbky sa pohybovali od 1400 m do 1938 m, potvrdila sa elevačná stavba. Štruktúra má tvar poloklenky, viazanej na súklonný trnavský zlom t_1'.

Plynonosnosť tejto štruktúry sa zistila už štruktúrnymi vrtmi. Akumulácie metánu prejavili sa vo vápnitých pieskoch vo vyššej časti stredného badenu a to pri čerpacej skúške na vrte Cf Bučany—102, prevedenej z horizontu v hĺ. 540,0—542,5 m. Podľa EK merania sú na vrte Cf Bu—102 dva plynonosné intervaly: 560,0—561,5 m a 536,0—542,5 m. Podľa EK merania sú analogické plynonosné obzory tiež na vrte Cf Bu—98 v hĺbke 500,0—501,5 m a 540,0—543,0 m a na vrte Cf Bu—110 v hĺbke 555,0—556,5 m.



Obr. č. 7. Ložisko Madunice. Štruktúrna mapa na vedúci horizont v str. badene. 1 — Sonda negatívna, 2 — Sonda plynová, 3 — Plynový horizont podľa EK, 4 — Plocha ložiska v bazálnej časti stred. badenu, 5 — Plocha ložiska vo vrchnej časti stred. badenu.

Fig. 7. Madunice Deposit. Structural Map Regarding the Key Horizon in the Middle Badenian. 1 — Negative test pit. 2 — Gas test pit. 3 — Gas horizon according to EK. 4 — Surface of deposit in the basal part of the Middle Badenian. 5 — Surface of deposit in the upper part of the Middle Badenian.

Týmito štruktúrnymi vrtmi bolo ložisko ohraničené. Je to pravdepodobne typ vrstevného ložiska, viazaného na zlom. Jeho šírka je 1 km a dĺžka 3 km.

Nižší plynonosný horizont tohoto ložiska bol otvorený na hlbinnom vrte Madunice— 5 v hĺbke 597,0—598,5 m. Jeho výsledok z dôvodov nepriaznivého litologického vývoja je pomerne slabý: okolo 5000 m^3 plynu za 24 hod. Vyšší horizont bol na tomto vrte zachytený v hĺ. 537,0—542,0 m, ale vyskúšaný nebol.

Hlavný problém, ktorý sa tu riešil hlbinnými vrtmi, bol vývoj a plynonosnosť pieskov v bazálnej časti stredného badenu. Piesky boli zastihnuté v pozitívnom vývoji len na vrte Madunice-1. Prítok metánu o kapacite 70 tis. m^3/24 hod. získal sa po perforácii intervalov 1177,0—1179,5 m a 1183,0—1201,5 m v najvyššej časti obzoru. Litologický vývoj otvoreného intervalu je pomerne nepriaznivý, piesky sú hodne preslienené. Litologicky lepšie vyvinutá spodná časť horizontu je zavodnená. Taktiež toto ložisko je typom vrstevného ložiska, viazaného na zlom.

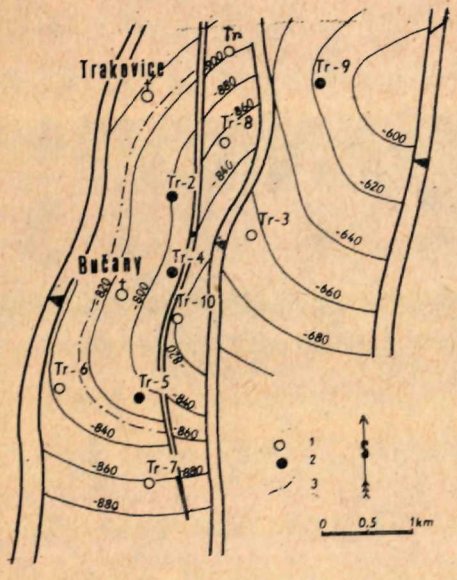
Utesnenie oproti vyššej kryhe zlomu t'_1 spôsobuje interval pelitov karpatu, ktorý je v mocnosti až 600 m vyvinutý v podloží stredného badenu. Výška skoku zlomu t'_1 v badene je 100—150 m.

Plynové ložisko v bazálnej časti stredného badenu nie je svojou veľkosťou významné. Jeho zásoby plynu sa pohybujú rádove v desiatkach miliónov m^3. O jeho využití je však možné uvažovať v spojitosti s výsledkami na susednej štruktúre Veľké Kostoľany, ktorej hlbinný prieskum začneme koncom r. 1971. Štruktúra je podľa reflexnej seizmiky interpretovaná ako jz.-sv. smerom pretiahnutá antiklinála o ploche 1,3 × 2,5 km, na ktorej predpokladáme akumulácie metánu v bazálnej a vrchnej časti stredného badenu.

V oblasti Trakovice,

ktorá sa nachádza 8 km južnejšie od štruktúry Madunice v priestore medzikrýh trnavských zlomov, sú dve plynonosné štruktúry: Bučany—sever a Trakovice.

Štruktúra Bučany—sever sa nachádza medzi obcami Bučany a Trakovice. Bola po prvý raz interpretovaná podľa reflexnej seizmiky z r. 1956—57 (M. Dlabač — Z. Adam 1959). Potvrdila sa stredne hlbokým štruktúrnym prieskumom v r. 1963—65 (S. Lunga 1966).



Obr. č. 8 **Ložisko Trakovice. Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu plynonosného obzoru v bazálnej časti stred. badenu.** 1 — Obzor zavodnený, 2 — Obzor plynonosný, 3 — Hranica plyn—voda.

Fig. 8. Trakovice Deposit. Structural Map Regarding the Upper Boundary of the Gas-Bearing Horizon in the Basal Part of the Middle Badenian. 1. Aqueous horizon. 2. Gas-bearing horizon. 3. Gas-oil interface.

Štruktúru Trakovice, ležiacu V od obce Trakovice sme interpretovali podľa seizmických profilov z rokov 1956 a 1961.

Hlbinný prieskum tejto oblasti začal vrtom Trakovice—1 v roku 1965 a posledný prieskumný vrt Trakovice—9 bol dokončený v roku 1971. Ťažobný vrt Trakovice—10 bol tiež dokončený v r. 1971. Hlbinné vŕtanie sa sústredilo na štruktúre Bučany—sever. Priemerná hĺbka vrtov bola 1600 m. Podložie neogénu tejto oblasti tvorí mezozoikum. V jeho nadloží je vyvinutý spodný baden, mocný 400 m a stredný a vrchný baden, mocné 900 m. V nadloží badenu je vyvinutý panón, mocný 50 m a dacien, mocný 250 m.

Hlbinnými vrtmi sa potvrdila elevačná stavba oblasti. Štruktúra Bučany—sever je s.—j. smerom pretiahnutá poloklenbovitá elevácia, viazaná na protiklonný zlom o výške skoku 40 m. Najvyšší piesok z 250 m mocného piesčitého intervalu na báze stredného badenu je utesnený v poklesnutej kryhe pelitmi, nachádzajúcimi sa v nadloží týchto pieskov.

Pozitívne výsledky priniesli vrty Trakovice—2, Trakovice—4 a Trakovice—5. Na vrte Trakovice—2 je otvorený interval 940—970 m, na vrte Trakovice—4 interval 929—962 m a na vrte Trakovice—5 interval 939—964 m. Získal sa plyn, tvorený 86,3—90,9 % metánu; 0,5—0,6 % etánu a 8,5—13 percent dusíka. Plynonosný horizont možno litologicky charakterizovať ako striedanie rôzne zrnitých vápnitých pieskov, mocných od 1 dm do 3 m, s vápnitými ílmi. Fyzikálno-mechanickým rozborom jadier sa ukázalo, že značná časť pieskov sú kvalitné kolektory. Podľa karotážneho diagramu dosahuje efektívna mocnosť pieskov až 12 m.

Toto ložisko je jediné v oblasti Podunajskej panvy, ktoré sa ťaží.

Štruktúra Trakovice sa nachádza vo vyššej kryhe zlomu t'_1. Interpretujeme ju ako poloklenbu pri jednom z najvýchodnejších zlomov trnavského systému. Jej plynonosnosť bola dokázaná zatiaľ jediným vrtom Trakovice—9. V najvyššej časti pieskov na báze stredného badenu v hĺbkach 818,5—824,0 m a 764,0—780 metrov dosiahli sa prítoky plynu, zloženého zo 65,4—69,7 % metánu, 27—31,5 percenta dusíka a 2,6—2,8 % CO_2 o potenciálnej produkcii okolo 5000 m^3/24 hodín.

Litologický vývoj produktívnych pieskov je veľmi nepriaznivý. Podľa charakteru kriviek na EK diagrame ide o silno preslienené piesky s nízkou priepustnosťou. Litologický vývoj obzoru a jeho plynonosnosť sa bude ďalej skúmať.

Záver a perspektívy

Doteraz nájdené ložiská zemného plynu v Podunajskej panve nemožno čo do veľkosti a hospodárskeho významu porovnávať s ložiskami v ostatných našich neogénnych panvách, resp. v iných produktívnych panvách európskych. Geologické zásoby všetkých ložísk metánu v trnavskom zálive sa pohybujú približne okolo 1 miliardy m^3. I keď je toto číslo na naše pomery prijateľné, využitie naráža na problémy využívania málokapacitných ložísk.

V mnohých prípadoch možno zistenia akumulácií zemného plynu hodnotiť len ako pozitívny výsledok geologický, kedy ide o potvrdenie predpokladanej geologickej stavby a existencie pascí. Takýmto výsledkom je i zistenie ložiska CO_2 na štruktúre Krížovany, resp. dusíka na štruktúre Cífer. Ložisko Krížovany má okrem toho ten význam, že dokazuje, že i v našich geologických podmienkach existujú pasce, ktoré môžu akumulovať rádove miliardové množstvá plynu a že hlbinný prieskum v oblasti Podunajskej panvy je zdôvodnený.

Vyhľadávanie akumulácií takého plošného rozsahu, ako je prevažná väčšina uvedených lokalít, vyžaduje správne volenú metodiku prieskumu, vhodnú kombináciu rôznych prieskumných disciplín a skúsenosti vo výskume.

Sz. časť Podunajskej panvy je v pokročilom štádiu prieskumu. Prakticky všetky výraznejšie neogénne štruktúry, zistené základným prieskumom skúmali sa hlbinnými vrtmi. Preto z hľadiska perspektív nájdenia významnejšieho ložiska nie sú tu už predpoklady. Jediná štruktúra, kde sa s hlbinným prieskumom iba začína, je štruktúra pri Veľkých Kostoľanoch. Vzhľadom k jej v súčasnosti interpretovanému rozsahu nedá sa však ani tu predpokladať ložisko s väčšími zásobami ako 500 mil. m^3 plynu. Okrem prieskumu tejto štruktúry zostáva v tejto

oblasti doriešiť vývoj a plynonosnosť obzoru na báze stredného badenu na štruktúre Trakovice, dokončiť prieskum S časti štruktúry Bučany—sever a po pokusnej ťažbe na sonde Špačince—9 dokončiť prieskum štruktúry v poklesnutej kryhe bohunického zlomu v oblasti Špačince.

Doručené: 13. X. 1971
Doporučil: Jozef Janáček

NAFTA, n. p., GBELY

LITERATÚRA

ADAM Z., 1960: Geologické zhodnocení reflexně seismického měření v oblasti Špačince. Manuskript, Geofond, Praha.
BERÁNEK B. — ZOUNKOVÁ M., 1956: Zpráva o seismickém průzkumu struktury Cífer. Manuskript, Geofond, Praha.
BUDAY T., 1956: Zpráva o přehledném výskumu neogénu pro generální mapu ČSSR. (Listy Žilina, Bratislava, Č. Třebová.) Manuskript, Geofond, Praha.
DLABAČ M. — ADAM Z., 1959: Geologická interpretace reflexně-seismického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. Manuskript, Geofond, Praha.
DLABAČ M., 1964: Některé základní poznatky geologie nafty a zemního plynu Podunajské nížiny. Zprávy VÚN, sv. XXI, Brno.
DLABAČ M. — MICHALÍČEK M., 1964: Příspěvek k hydrogeologii Podunajské nížiny. Zprávy VÚN, sv. XXI, Brno.
GAŽA B., 1966: Ložisko kysličníka uhličitého pri Seredi. Zemní plyn a nafta XI/2. Hodonín.
GAŽA B., 1963: Geologická správa o hlbokom vrtnom prieskume na kátloveckej hrasti. Manuskript, Geofond, Bratislava.
GAŽA B., 1969: Nové ložiská zemného plynu v trnavskom zálive. Zemní plyn a nafta XIV/3. Hodonín.
HROMEC J., 1962: Štruktúrny prieskum kátloveckej hraste v r. 1961. Manuskript, Geofond, Bratislava.
HROMEC J., 1961: Správa o štruktúrnom prieskume oblasti Bohdanovce—Špačince v r. 1959 — 60. Manuskript, Geofond, Bratislava.
LUNGA S., 1965: Geologická zpráva o strukturním průzkumu v oblasti Bučany—sever v roku 1965. Manuskript, Geofond, Bratislava.
MICHALÍČEK M., 1960: Geochemie vod a sedimentů. Manuskript, Geofond, Bratislava.
MOŘKOVSKÝ M., 1957: Mělký strukturní průzkum v Malé dunajské nížině v r. 1956 (Cífer). Manuskript, Geofond, Praha.
MOŘKOVSKÝ M., 1959: Zpráva o strukturním průzkumu v oblasti Zvončín, Špačince, Nižná v r. 1957—58. Manuskript, Geofond, Praha.
PAGÁČ I., 1959: Geologická správa o hlbinnom prieskume štruktúry Cífer v r. 1955—58. Manuskript, Geofond, Bratislava.
PAGÁČ, I., 1963: Geologická stavba prieskumu na štruktúrach Sereď—Krížovany. Manuskript, Geofond, Bratislava.
PAGÁČ I., 1963. Problémy akumulácie živíc v panóne Podunajskej panvy. Geologický průzkum č. 12, Praha.
PAGÁČ I., 1966: Poznámky k vzniku akumulácií neuhľovodíkových plynov v Podunajskej panve. Geologické práce, zprávy 40, Bratislava.
PROKOŠ J. — KLÍMKOVÁ V., 1961: Závěrečná zpráva o geoelektrickém průzkumu v MDN v r. 1960. Manuskript, Geofond, Praha.
SENEŠ J. a kol., 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geolog. mape ČSSR 1:200 000, list Nové Zámky. Geofond, Bratislava.

Gas Accumulations in the Northwestern Part of the Danube Basin

BEDRICH GAŽA

Investigation of bitumens in the Danube Basin has to the largest extent been carried out in the northwestern part of the basin, where gas deposits have been discovered. Ten gas-bearing structures are found there, however, resources of which are not of economic importance. In two structures are not- hydrocarbon gases. The accu-

mulations are mainly bound to the Middle Badenian complex. Accumulations of oil, even its indications have not been found in the area.

The area includes the Trnava embayment and the western slope of the Hlohovec Horst. From Neogene complexes greatest thickness attains the complex of the Middle and Upper Badenian (up to 3000 m), where gas bearing sands are found at the base and in the upper part of the Middle Badenian. The tectonic structure of the area is characterized by normal fault dislocations along the orogenic mountains of the Malé Karpaty and Považský Inovec. In the interblocks of the fault systems structural elevations were found, mostly as semi-vaults bound to faults. The accumulations of gases are most abundantly bound to bedding traps closed near the faults respectively partly lithologically.

The results of deep boreholes completed with reflection seismic method make possible to solve geological structure of the individual structures and lithological development of horizons in detail, to determine the conditions of formation of traps and to determine the amount of gas resources. The deposits are evidenced with structural maps.

The gas-bearing structures in the NW part of the Danube Basin are: Cífer, where gas is formed by 70 % nitrogen; Krížovany, where a CO_2 deposit with resources of 4,7 milliards m^3 is found; Špačince (three partial structures), Krupa, Nižná, Bučany, Trakovice and Madunice with methane accumulations.

The geological resources of all deposits of methane are estimated to 1 milliard m^3 of gas. Unfavourable is their splitting into horizons with low capacities. Economic utilization meets with problems related to utilization of low capacity deposits.

The area is under advanced stage of investigation and discovering of new Miocene structures is not supposed. After termination of drilling works in known structures no essential increase in the state of earth gas resources is expected in this area.

Translated by J. Pevný

RECENZIA

V. V. Belousov: **Strukturnaja geologija.** Izdavateľstvo moskovskego universiteta 1971, 274 strán, 164 obrázkov.

Po desiatich rokoch vychádza druhé vydanie, ktoré je prepracované a rozšírené o dve nové kapitoly: „štúdium polí tektonických napätí" a o kapitolu „stavba intenzívne dislokovaných súvrství". Celkove má kniha 13 kapitol. Jej autor považuje štruktúrnu geológiu — v širšom aspekte — za súčasť geotektoniky; obidve disciplíny sa odlišujú v mierke skúmaných objektov, ktoré ako predmet záujmu na rozhraní oboch disciplín predstavujú štruktúry v dimenziách násobkov kilometrov. Za základné úlohy štruktúrnej geológie považuje autor štúdium genézy, kinematiky, dynamiky primárnych a sekundárnych štruktúr, ich morfológiu ako aj ich postgenetické dotváranie.

K primárnym štruktúram sa zaraďujú o. i. vrstvy, žily, biohermy, lávové prúdy, príkrovy, primárna puklinatosť. Sekundárne štruktúry vznikajú v dôsledku neskorších deformácii od síl tektonického i netektonického (diastrofizmus) pôvodu. Sekundárne štruktúry tektonického pôvodu sú obsahom kapitol 4, 5 a 6. Autor delí ich do dvoch základných skupín: zlomy — u ktorých je porušena kontinuita horniny na ploche (zóne) porušenia (tzv. raz-

ryvnyje) a na deformácie spojité (sviaznyje) ako sú vrásy, flexúry. Hovorí sa o nich v piatej kapitole, kde o. i. je uvedená kinematická klasifikácia vrás.

Zlomové tektonické dislokácie delí autor do dvoch základných skupín: dislokácie bez pohybu, do ktorých zaraďuje pukliny; do druhej skupiny zaraďuje poruchy, pri ktorých je zrejmý pohyb, čo v podstate korešponduje so starším označovaním dia- a paraklázy. Zaradenie puklín medzi dislokácie bez pohybu nie je najvýstižnejšie, keďže odporuje poznatku, že napr. u šmykových puklín vždy dochádza k pohybu.

Zlomové poruchy s pohybom sa delia na „razdvigy" t. j. trhliny, u ktorých sa v okrajových častiach zväčšuje plocha a na dislokácie, pozdĺž ktorých dochádza ku sklzu („razryvy"), delené ďalej podľa charakteru pohybu na poklesy („sbrosy") a prešmyky („vzbrosy") so zlomovou plochou strmejšou ako 60°. Prešmyky s plochším sklonom označuje ako „nadvigy". Dislokácie s pohybom krýh vo vodorovnom smere pozdĺž vertikálnych resp. obecne uklonených zlomových ploch — posuny — označuje ako „sdvigy". Je žiadúce si uvedomiť tieto terminologické pojmy zaužívané v sovietskej literatúre, aby dostali svoj správny obsahový zmysel pri prekladoch, resp. využívaní geologickej literatúry zo ZSSR.

V kapitole 6 sa ďalej hovorí o zložitých zlomových štruktúrach vzniknutých superpozíciou jednoduchých štruktúr. Je tu tiež uvedená klasifikácia tektonitov sprevádzajúcich zlomové zóny, ktoré autor delí na tektonické brekcie, kakirity (z úlomkov menších ako 1 cm) a mylonity.

Sekundárne netektonické štruktúry sú popísané v tretej kapitole. Zaraďujú sa sem štruktúry sedimentov vznikajúcich v dôsledku váhy nadložia kompakciou a expanziou, ďalej deformácie vznikajúce objemovými zmenami (napr. hydratáciou anhydritu), subakvatické sklzy, turbiditné štruktúry, glaciálne deformácie, ako aj gravitačné na svahoch a dnách riečnych údolí.

V kapitole 8 (napísaná spolu s E. Milanovskim) a 9 sú popísané štruktúry hornín hlbinného magmatizmu, efuzívneho a pyroklastického vulkanizmu. Intruzívne formy sú delené podľa relatívnej polohy k okolitým štruktúram na konkordantné (intravrstevné intrúzie, lakolity, fakolity a. i.), diskordantné (žilné, batolity, pne a i.), ako aj prechodné: magmatické diapíry, kupoly atď. Ďalej sú popisované orientované textúry a Cloosové pukliny v magmatitoch, javy vznikajúce na kontaktoch s intruzívnymi telesami a neskoršie tektonické dislokácie vznikajúce vo vyvrelých horninách.

Primárne efuzívne a explozívne formy sú klasifikované jednak podľa materiálu, mobility lávy, reliéfu. Uvedená je aj klasifikácia vulkánov a efuzívnych centier podľa „životnosti", podľa produkovaného materiálu a typu erupcie: centrálny, puklinový, areálny, zmiešaný a pod.

Mnohé poznatky o stavbe zložite dislokovaných súvrství nájde čitateľ v deviatej kapitole, kde sa o. i. uvádzajú názory na vznik kliváže, bridličnatosti, ich klasifikácia ako aj priebeh a poloha kliváže v nehomogénnych súvrstviach, pomocou ktorej môžeme stanoviť prvky vrás v terénoch s malým počtom východov. Sú tu uvedené aj príkrovy delené do dvoch základných skupín: povrchové (helvétske) a hlbinné (peninské) ako aj ich ďalšie podrobnejšie rozdelenie.

Logickým doplňkom knihy sú kapitoly venované objasneniu síl a ďalších faktorov ovplyvňujúcich deformačné vlastnosti pretvárania hornín a horninových komplexov. Len samotný popis horninových štruktúrnych celkov a foriem nerieši ich mechanizmus vzniku. V kapitole 2 sú uvedené všeobecné úvahy o deformácii a porušení pevných telies v zmysle fenomenologickej náuky mechaniky kontinua, t. j. nauky o pružnosti, plasticite a reológii homogénneho, izotropného a spojitého prostredia. Táto však neprihliada ku diskrétnej povahe hornín, ako aj na celý rad faktorov (uvedených napr. v kapitole 10: teplota, zmeny spôsobu a smeru namáhania, nehomogenita a anizotropia, faktor mierky, času, hĺbky a pod.), ktoré majú kľúčový význam pre dynamiku tvorby deformačnej štruktúry. Fenomenologickou cestou môžeme objasniť pomerne malý počet jednoduchých deformácií. Preto je nevyhnutné, za súčasného stavu teoretických poznatkov disciplín venujúcich sa objasňovaniu „porušenia hmôt" fenomenologickou ako aj nefenomenologickou cestou, používať aj metódu „geologickej analýzy" (kapitoly 7, 10 a 12). Spolu s predchádzajúcimi môže v budúcnosti zodpovedať na celý rad otázok zaujímajúcich nie len štruktúrnu geológiu, ale aj praktické odbory ako sú baníctvo, mechanika hornín a inžinierska geológia. Príkladom je napr. deformácia vápencových oolitov, pri ktorých za určitých okolností vieme určiť osi deformačného elipsoidu a tým aj smery hlavných napätí v hornine, ktorých veľkosť môžeme zmerať priamo in situ.

Milan Slivovský

Nové ložiská ropy a plynu v okolí obce Gbely

(7 obr. v texte)

KAMIL BÍLEK*

Sur les nouveaux gisements de pétrole brut de gaz à Gbely

Le plus grand nombre de gisements de pétrole brut arrivant dans le Bassin de Vienne est concentré dans la région de Gbely. Les horizons les plus productifs étaient découverts dans le Pannonien et dans les autres étages néogènes. Les vieux gisements de pétrole sont presque exploités, mais au cours des années récentes, on a découvert par les sondages profonds de nouveaux gisements de pétrole et de gaz lesquels peuvent être exploités successivement.

Více než 50 let se těží ropa z gbelských ložísek. Objevením ložiska ropy na přelomu let 1913—1914 začíná historie naftového průmyslu na našem území Vídeňské pánve. V průběhu první světové války a za první republiky byla prováděna otvírka a těžba tohoto ložiska, t. zv. Starého pole. Současně byly vrtány průzkumné vrty v okolí ložiska. Tempo průzkumu však bylo, vzhledem k používané vrtní technice, velmi pomalé. Vrty byly prováděny soupravami s nárazovým způsobem hloubení a proto bylo nutno používati podle hloubky vrtů většího počtu kolon.

Vrtání se zrychlilo za druhé světové války, když byly do provozu zavedeny rotační soupravy. Geologické sledování vrtů, které dosud bylo prováděno průběžným zjišováním litologie a makrofauny, bylo zkvalitněno elektrickým odporovým měřením a výzkumem mikrofauny. Do průzkumu bylo zavedeno strukturní vrtání soupravami Cf (Counterflusch). Dostavily se i nové výsledky. Pomocí Cf vrtů byla lépe řešena geologická stavba a průzkumné vrty objevily nová ložiska ropy a to Nové pole, A—pole, Cikánské pole a ložisko farské. V mezikrách farské poruchy J od Starého pole byl zjištěn výskyt plynu.

Ložiska byla intensivně těžena zejména v průběhu druhé světové války a tak po válce zůstaly značně zmenšené zásoby ropy. Ložisko Starého pole bylo již vytěženo a vrtání bylo omezeno na A pole, Farské pole a vrty mezi těženými sondami na Starém a Novém poli. Průzkum byl dále prováděn i hlubšími vrty (Gbely 96, 100, 101, 102 a j.) v okolí Gbel, avšak nová ložiska do r. 1965 již objevena nebyla. Těžba ropy se omezila na Nové a A—pole, za účelem udržení úrovně těžby byly zavedeny druhotné metody těžby a to vtláčením vzduchu a později metodou termickou.

Teprve v létech 1965—1970 byl na základě detailního zhodnocení geologické stavby a výsledků starších vrtů obnoven hlubinný průzkum v oblasti gbelsko-

*RNDr. Kamil Bílek, CSc., Nafta, n. p., Gbely, okres Senica

cunínské, který vedl k objevení ložiska ropy u dvora Cunín, a ložisek ropy a plynu ve střední části gbelsko-cunínské kry.

Přehled dosavadních výzkumů

Dokumentace z dob první světové války jest velmi sporá a jest omezena na popisy vrtů. V době mezi oběma válkami se zabývali geologickou stavbou ložiska a jeho okolí J. J. Jahn (1921a, b, 1922, 1923, 1924), E. Schnabel (1923, 1924), R. Kettner (1923, 1924), A. Matějka (1927, 1935), L. Sommermier (1925, 1931, 1934, 1937, 1938), V. Sýkora (1936) a K. Zapletal (1921). Po prvních představách stavby gbelského ložiska jako „dómu" (J. J. Jahn, E. Schnabel) se přišlo k poznání jeho zlomového omezení (L. Sommermeier) a již před druhou válkou byly v hrubých rysech poznány základní tektonické linie jako gbelsko-hodoninský zlom a farská porucha.

Rozšíření a zrychlení hlubinného průzkumu a nasazení Cí souprav za druhé války přineslo nové poznatky stratigrafické a tektonické. Pomocí Cí a hlubinných vrtů byl zjištěn zlom Nového pole (W. Rühl, 1940a), geologická stavba sarmatu v prostoru cikánského pole (W. Rühl, 1940b; H. Storm, 1942a, b, c), upřesněn s. a j. farský zlom a nalezeno malé ložisko plynu v sarmatu meziker farské poruchy (W. Rühl, 1942; W. Rühl — H. Storm, 1945; H. Storm, 1941a, 1941c, 1941d) a zjištěny strukturně tektonické poměry v širším okolí Gbel (W. Rühl, 1941; W. Rühl — H. Storm, 1945a; H. Storm, 1940, 1941b, 1943). Průzkum byl zaměřen především na sarmat a poznání těžených polí. Teprve koncem války byl započat průzkum hlubší v prostoru farské poruchy (Gbely 10, Kúty 1) a na cunínské struktuře (Cunín 1, 2, 3), připravený Cí průzkumem (E. Veit, 1944).

Poválečné období je charakterisováno snahou o obnovení těžby ložisek, snahami o shrnutí stavu dosavadních poznatků průzkumu (M. Dlabač — J. Janáček, 1948; A. Matějka, 1946; J. Janáček, 1948) a stavu zásob ropy (R. Čajka — J. Špičková — J. Vodička, 1956; M. Fiala — V. Hlavatý, 1962). Strukturní průzkum byl po válce obnoven v prostoru Gbel a postupně byl rozšiřován do širšího okolí. Strukturní a tektonické poměry gbelsko-cunínské kry byly znovu řešeny Cí průzkumem (V. Cílek, 1954, J. Janáček — V. Cílek, 1953), který zjistil nové zlomy a strukturní tvary ve střední části kry. Starší strukturní průzkum v prostoru Gbel a V od obce byl též rozšířen (V. Cílek, 1953, 1954) a stal se podkladem pro hlubinný průzkum v prostoru ložisek Štefanov, Petrova Ves. Z. a j. prostory gbelské byly do roku 1950 zcela pokrytý strukturním průzkumem (J. Janáček, 1946—1947, 1947—1950). Z něho jsou odvozený nové stratigrafické poznatky v panonu (J. Janáček, 1957).

Hlubinný průzkum byl připravován pracemi (F. Němec, 1952), které řešily stratigrafické a tektonické výsledky Cí průzkumu a starších hlubinných vrtů v oblasti Cunína a gbelských meziker (M. Fiala, 1960a, b). Možnosti vrtání v prostoru A-pole byly zkoumány Cí průzkumem (J. Hromec, 1958). Otázky stratigrafické a tektonické celé oblasti řešil V. Špička (1958, 1959, 1960) a I. Zapletalová (1959—1961).

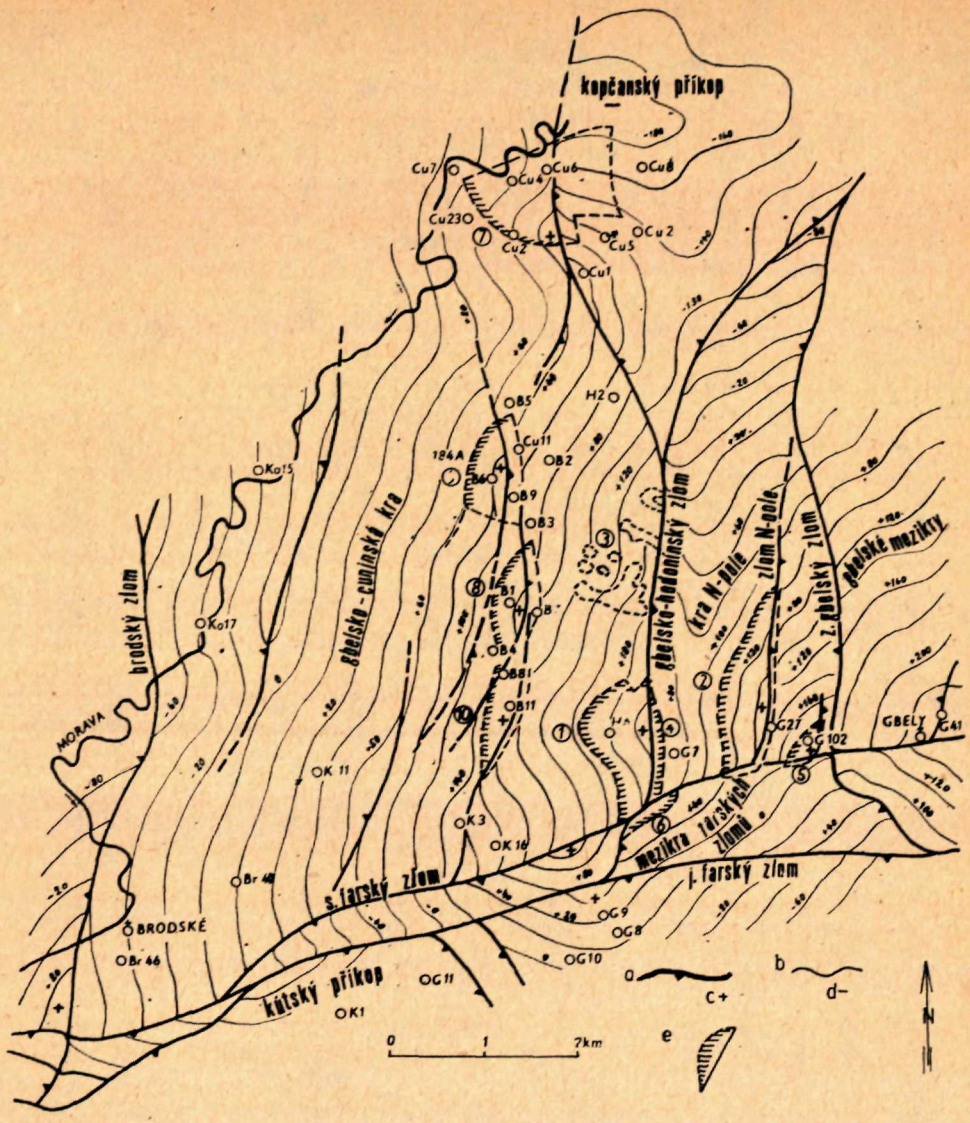
Po zavedení geofyzikálních měření v r. 1954 bylo v celé pánvi provedeno tíhové měření (J. Doležal — F. Hadamovský, 1963) a na gbelsko-cunínské kře i měření reflexně seismické, ktoré zhodnotil A. Kocák (1959).

Do roku 1965 byl v prostoru gbelsko-cunínské kry odvrtán velký počet vrtů: přes 150 vrtů na Starém poli, 199 vrtů většinou těžebních na A-poli, 3 vrty s označením H, 5 vrtů se značkou G, zaměřených na průzkum hlubších souvrství ve v. části kry, 5 vrtů s názvem Brodské v prostoru V od obce Brodské, několik vrtů s názvem Kostice podél řeky Moravy a 8 vrtů v oblasti Cunína. Z tohoto množství vrtů provrtaly neogén až do flyšového podloží jen vrty Cunín (1—8), Kostice 17, Gbely 10, 17, 70, 102, H 2, H 6 a Kúty 3.

Takový byl stav odvrtání prostoru gbelských ložisek v roce 1963, kdy byla provedena komplexní studie geologické stavby a výsledků hlubinných vrtů gbelsko-cunínské kry (K. Bílek, 1963, 1965). Do této studie nebyl zahrnut hustě odvrtaný prostor Starého a A-pole. Na základě zjištění vztahů mezi indikacemi živic ve vrtech 184 A, Kostice 17, Brodské 40, výskytem plynu ve vrtu Kúty 3, přítokem ropy ve vrtu Cunín 4 a geologickou stavbou byly pak stanoveny úkoly, které byly řešeny průzkumnými vrty:

a) Zjištění existence ložiska v burdigalu na struktuře Cunín.
b) Zjištění akumulací ropy ve svrchním badenu ve střední části kry.
c) Sledný průzkum plynového obzoru v karpatu vrtu Kúty 3.
d) Zjištění přítomnosti ložiska ropy v bazálním obzoru spodního badenu s indikacemi ve vrtech Brodské 40 a Kostice 17.

Širší oblast gbelskou S od jižního farského zlomu členíme na gbelsko-cunínskou kru, gbelské mezikry a mezikru farských zlomů (obr. 1). Nejlépe prozkoumanou částí je gbelsko-cunínská kra.



Obr. 1. Strukturní schema gbelské oblasti.
a — zlom —, b — strukturní linie, c — + elevace, d — — deprese, e — ložisko živic.
1 — Staré pole, 2 — Nové pole, 3 — A pole, 4 — Vlek obzoru N pole, 5 — Cikánske pole, 6 — Farské pole, 7 — Ložisko Cunín, B pole, 8 — střední poloklenba, 9 — severní poloklenba, 10 — plynové ložisko.

Fig. 1. Structural Scheme of the Gbely Area.
a — Fault, b — Structural line, c — +elevation, d — —depression, e — Deposit of bitumens.
1 — Staré pole — field, 2 — Nové pole — field, 3 — A-field, 4 — Drag of the horizon of the N-gfield, 5 — Cikánske pole — field, 6 — Farské pole — field, 7 — Cunín deposit, B-field, 8 — Central semi-vault, 9 — Northern semi-vault, 10 — Gas deposit.

Stratigrafie

Podloží neogénu celé oblasti buduje flyš bělokarpatské jednotky. V neogénu jsou zde zastoupeny všechny stupně známé ve Vídeňské pánvi: eggenburg (burdigal), ottnang (helvet), karpat, baden (torton), sarmat a panon.

Eggenburg a ottnang je ve větší mocnosti vyvinut v s. části gbelsko-cunínské kry (max. 250 m) ve facii slepenců na bázi (Cunín) a vrstevnatých jílů s proplástky písků v nadloží. Směrem jižním se jejich mocnost redukuje a nepřesahuje 100 m (Kúty 3). Spodní část se slepenci řadím podle mikrofauny k eggenburgu a svrchní část převážně jílovitou k ottnangu.

Karpat leží diskordantně na ottnangu a v severní části kry v prostoru Cunína v mocnosti cca 300 m má pelitický vývoj s obzorem písků na bázi. Mocnost karpatu j. směrem narůstá a jsou vyvinuty dobře korelovatelné polohy písků (Kúty 3, Cunín 11). Toto souvrství považuji, na základě mořské mikrofauny, za spodní karpat. V jižní části gbelsko-cunínské kry (Kúty 3, Gbely 70) a v mezikrách (Gbely 102) leží v nadloží spodního karpatu souvrství slepenců a pestrých jílů, které vyklíňuje západním směrem (Kúty 11) a v kútském příkopu (Kúty 6, 10) pod souvrstvím jílů s pestrými polohami. Severním směrem (Cunín 11) je souvrství slepenců a jílů denudováno. Slepence a pestré jíly karpatu pokračují k okraji pánve a nacházejí se zde na povrchu (K. Bílek, 1964, V. Špička, 1958).

Na karpatu leží diskordantně spodní baden v pelitickém vývoji, který J od Cunína a v gbelských krách vyklíňuje. Na celé gbelsko-cunínské kře je pak vyvinut střední až svrchní baden o mocnosti 80—100 m ve facii poloh písků s vložkami jílů, jehož mocnost v gbelských mezikrách narůstá.

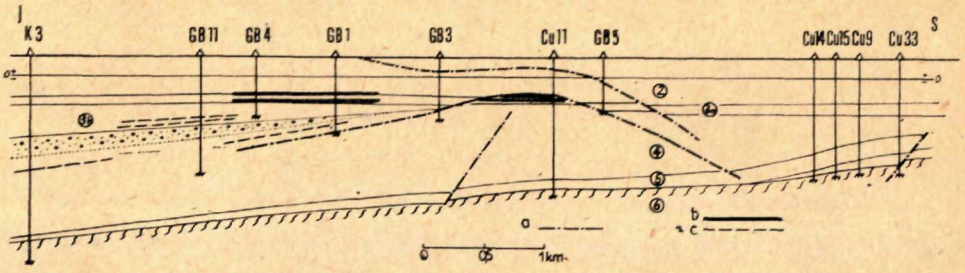
Sarmat má na celé gbelsko-cunínské kře mocnost cca 300 m a jsou v něm zastoupeny všechny faunistické zóny. Vývoj písků je až na spodní sarmat konstantní. Panon je uložen na západní polovině gbelsko-cunínské kry, na kře Nového pole a z části i v gbelských mezikrách. Větší mocnosti dosahuje pouze v mezikře mezi severním a jižním farským zlomem.

Tektonika

Hlavním stavebním prvkem celé oblasti je *farská porucha*, jejíž severní farský zlom o skoku do 100 m je panonského stáří a proto mezikru počítáme k vysoké kře. Jižní farský zlom se zlomy doprovodnými o značném skoku je předbadenského stáří. Tvoří hranici kútského příkopu a poklesovými syngenetickými pohyby způsobuje v kútském příkopu značné narůstání mocností badenu, sarmatu a panonu. Na něj se napojuje gbelsko-hodonínský zlom o skoku cca 100 m, který se větví a jeho skok se silně zvětšuje v prostoru Cunína, a jeho pohyby vzniká kopčanská prohlubeň na pokleslé kře. Jeho činnost začala ve spodním sarmatu a obnovila se v panonu. S ním souběžný a souklonný je zlom Nového pole o menším skoku (cca 40 m). Další nepatrný zlom (skok cca 10 m) je souklonný zlom cikánského pole. Paralelní zlomy gbelské (skok 50—70 m) mají úklon k Z. Všechny tyto zlomy se napojují na s. farský zlom.

Ve střední části gbelsko-cunínské kry probíhá s jižním směrem systém malých zlomů o skocích do 30 m s úklonem k V. V západní polovině kry se objevují v prostoru vrtu Kúty 11 a Kostice 17 menší zlomy s úklonem k Z.

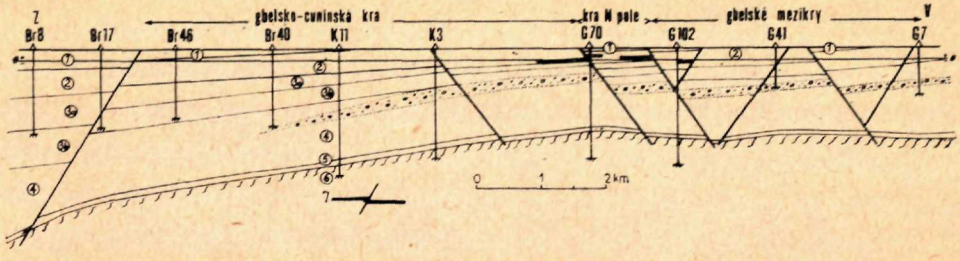
Vrstvy stoupají k V a vytvářejí v panonu a v sarmatu poloklenbovité struktury (obr. 1), uzavírající se u zlomů. Největší je poloklenbovitá struktura u gbelsko-hodonínského zlomu s vlekovou strukturou na pokleslé kře. Další uzavřená poloklenba je v prostoru Cunína. Ve střední části gbelsko-cunínské kry se uzavírají menší poloklenby u malých zlomů. Na pokleslé kře gbelsko-hodonínského zlomu se nachází velká poloklenba u zlomu N — pole. U styku zlomu cikánského pole se severním farským zlomem vznikla též malá uzavřená struktura. U spojení gbelsko-hodonínského zlomu se severním farským zlomem jest na pokleslé kře malá vleková struktura, vázaná na gbelsko-hodonínský zlom. V mezikře mezi severním a jižním farským zlomem pak vznikla poloklenbovitá struktura na J od Starého pole.



Obr. 2. **Podélny geologický řez gbelsko-cunínskou krou.**
2 — sarmat, 3a — sv. baden, 3b — sp. baden, 4 — karpat, 5 — eggenburg + ottnang, 6 — flyš, a — zlomy, b — obzor ropy, c — obzor plynu.

Fig. 2. Longitudinal Geological Section of the Gbely—Cunín Block through Boreholes K3 — GB 11-4-1-3 — Cu 11-GB 5 — Cu14-15-9-33-. 2 — Sarmatian, 3a — Upper Badenian, 3b — Lower Badenian, 4 — Carpathian, 5 — Eggenburgian+Ottnangian, 6 — Flysch. a — Faults, b — Oil horizon, c — Gas horizon.

Uvedené struktury se promítají zejména na gbelsko-cunínské kře až na úroveň svrchního badenu. Hlubší souvrství mají pak vzhledem k hiátů a diskordancím rozdílnou stavbu. Stavba neogénu je znázorněna podélným (obr. 2) a příčným geologickým řezem (obr. 3).



Obr. 3. **Příčný řez gbelskou oblastí.**
1 — panon, 2 — sarmat, 3a — sv. baden, 3b — sp. baden, 4 — karpat, 5 — eggenburg, 6 — flyš, 7 — sarmatská ložiska ropy.

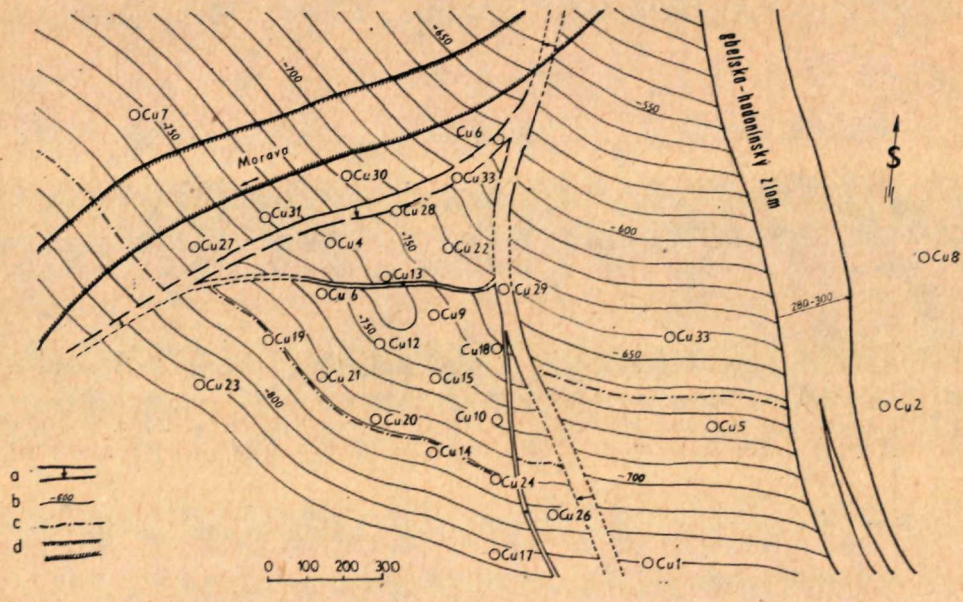
Fig. 3. Transversal Section of the Gbely Area.
1 — Pannonian, 2 — Sarmatian, 3a — Upper Badenian, 3b — Lower Badenian, 4 — Carpathian, 5 — Eggenburgian, 6 — Flysch, 7 — Sarmatian oil deposits.

Stavbou neogénu byly vytvořeny podmínky pro vznik ložisek. Podle doby vzniku ložisek můžeme rozlišiti ložiska mladší a starší. Strukturní podmínky pro vznik ložisek v sarmatu a ve svrchním badenu se vytvořily v panonu a proto se domníváme, že tato ložiska jsou panonského stáří. Pro tuto hypotézu svědčí jednotný charakter nafty. Ložiska starších útvarů mají jiný typ nafty a rozdílnou stavbu.

Průzkumné vrty, provedené na základě komplexních studií gbelsko-cunínské kry (K. Bílek, 1963, 1965), objevily ložisko ropy v eggenburgu, ottnangu a flyši cunínské struktury, dvě ložiska ropy ve svrchním badenu a ložisko s plynovými obzory ve spodním badenu a karpatu ve střední části kry.

Ložisko Cunín

Na struktuře Cunín bylo vrtáno na základě výsledků strukturního průzkumu již koncem války (vrty Cunín, 1, 2, 3). Stopy a slabé přítoky s vodou byly podkladem k obnovení hlubinného průzkumu v létech 1959—1960 (Cunín 4, 5,



Obr. 4. **Ložisko Cunín. Strukturní mapa na bázi neogénu.**
a — zlom, b — strukturní linie, c — kontur ropa—voda, d — hráze řeky Moravy.

Fig. 4. Cunín Deposit. Structural Map Regarding the Base of the Neogene.
a — Fault, b — Structural line, c — Oil—water contour, d — Dam of the Morava river.

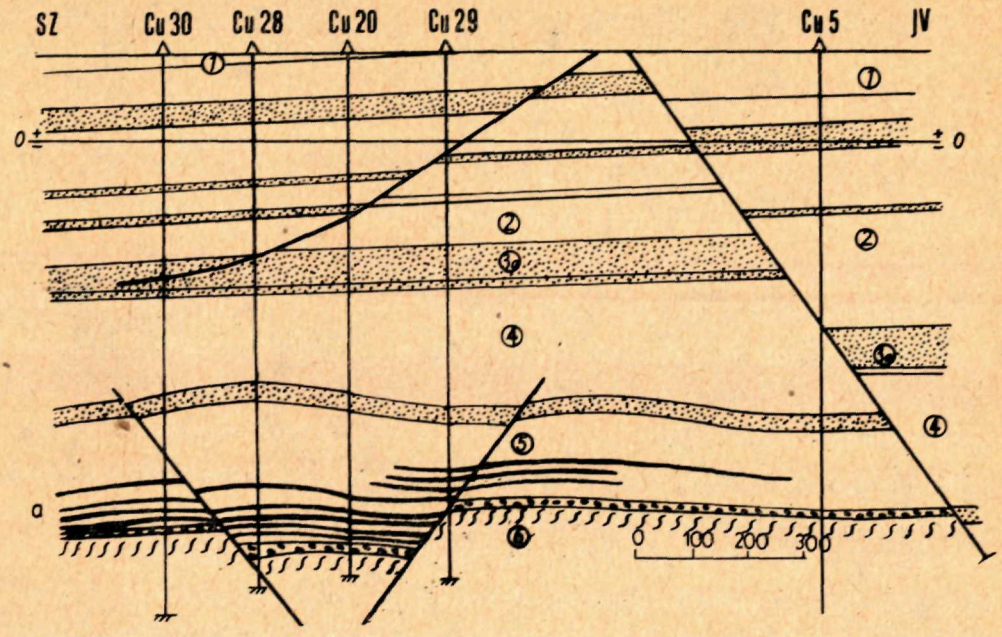
6, 7, 8). Nové vrty byly však odvrtány mimo kontur ložiska (Cunín 5, 8), ve zlomu (Cunín 6), ve vyslíněné části ložiska (Cunín 7) a jedině vrt Cunín 4 poskytl průmyslový přítok ropy. Vzhledem k tomu, že nebyla vyřešena geologická stavba a nalezena souvislá roponosná plocha, byl průzkum jako neefektivní zastaven.

Nové průzkumné vrty v r. 1964 (K. Bílek, 1963) vyřešily stavbu ložiska a mohlo býti započato s jeho těžební otvírkou (K. Bílek, 1965). Výsledky

průzkumu, těžební otvírky a další perspektivy průzkumu jsou uvedeny ve výpočtu zásob (K. Bílek — J. Okénka, 1971).

Cunínská struktura se projevuje v sarmatu a badenu jako klenba u gbelsko-hodonínského zlomu, avšak v eggenburgu, ottnangu a v reliéfu flyše tvoří jižní křídlo velké poloklenbovité elevace u tohoto zlomu s vrcholem v oblasti Týnec — Mor. Nová Ves.

Podle litologie a mikrofauny zařazují převážně pelitické souvrství v podloží karpatu k eggenburgu a k ottnangu. Na flyši leží bázální slepence, které přecházejí do nadloží v písky a proplástky písků ve vrstevnatých jílech. Toto souvrství maximálně 70 m mocné podle mikrofauny s typickými zástupci se řadí k eggenburgu. Nadložní souvrství leží diskordantně na eggenburgu, počíná bazálními písky a pokračuje opět vrstevnatými jíly s proplástky písků. Tyto vrstvy max. 100 m mocné jsou charakterisovány cibicido-elphidiovou mikrofaunou a řadím je k ottnangu. V jejich nadloží jsou vyvinuty opět jíly ottnangu faunisticky ochuzené s foraminiferami rodu *Silicoplacentina*.



Obr. 5. Geologický řez ložiskem Cunín.
a — obzory ropy, 1 — panon, 2 — sarmat, 3a — sv. baden, 4 — karpat, 5 — eggenburg + ottnang, 6 — flyš.

Fig. 5. Geological Section of the Cunín Deposit.
a — Oil horizon, 1 — Pannonian, 2 — Sarmatian, 3a — Upper Badenian, 4 — Carpathian, 5 — Eggenburgian + Ottnangian, 6 — Flysch.

V ložisku rozlišujeme čtyři obzory ropy (obr. 5):

a) *flyšový reliéf* s kolektorem puklin v pískovcích a jílovcích.

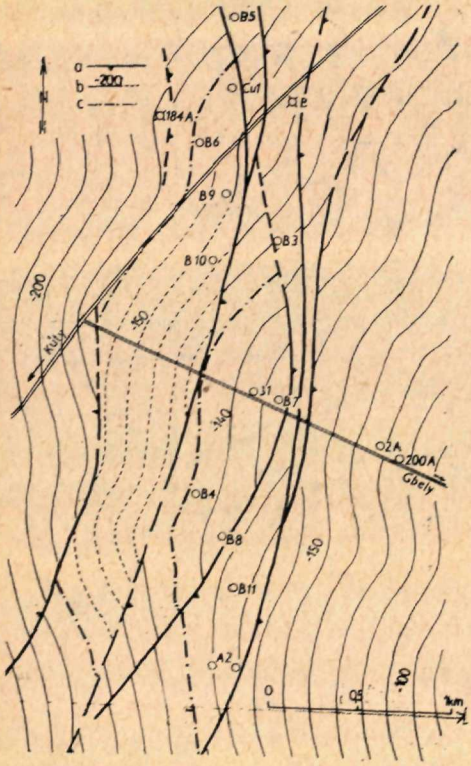
b) *Obzor slepenců s nadložními písky* a proplástky písků v jílech.

Kolektorem ropy jsou slepence, tvořené flyšovými pískovci, valouny karbonátů, vyvřelin a hrubozrnnými písky místy s jílovitou příměsí. Do nadloží slepence přecházejí v písky a proplástky písků v jílech.

c) *Bazální písky helvetu* (ottnangu).
d) *Četné proplástky písků* v jílech v nadloží bazálních písků ottnangu.

Hlavní tektonickou linií, omezující ložisko jako celek, je *gbelsko-hodonínský zlom* o skoku 300 m s doprovodnými malými zlomy. Mimoto existují zlomy eggenburgského stáří, jejichž činnost nepokračuje v nadložních stupních. Největší z nich o skoku cca 100 m má směr paralelní se zlomem gbelsko-hodonínským, avšak jeho úklon je obrácený. Tento zlom člení ložisko na vysokou a pokleslou kru. Pokleslá kra je dále porušena dvěma menšími zlomy Z—V směru. Stavba ložiska je znázorněna strukturní mapou (obr. 4) a geologickým řezem (obr. 5). V severním směru se předpokládá litologické omezení ložiska a do úpadu vrstev je zjištěna okrajová voda, která je jednotná pro všechny obzory.

Obzory se těží po jejich otevření samotokem při režimu rozpuštěného plynu a později hlubinnými čerpadly. Celková plocha ložiska cca 1 700 000 m^2 se souhrnnou maximální mocností kolektorů cca 40 m. V současné době je otevřena jen pokleslá kra.



Obr. 6. **Ložiska B-pole. Strukturní mapa na sv. hranici sv. badenu.**
a — zlom, b — strukturní linie, c — kontury nafta—voda.

Fig. 6. Deposits of the B-field. Structural Map Regarding the Upper Boundary of the Upper Badenian.
a — Fault, b — Structural line, c — Oil—water contour.

Cunínská ropa je lehčí (průměr 0,90), obsahuje parafin, (max. 2 %) a je charakterisovaná jako lehká parafinicko-nafténická ropa s převážným podílem mazacích olejů.

Ložisko B — pole

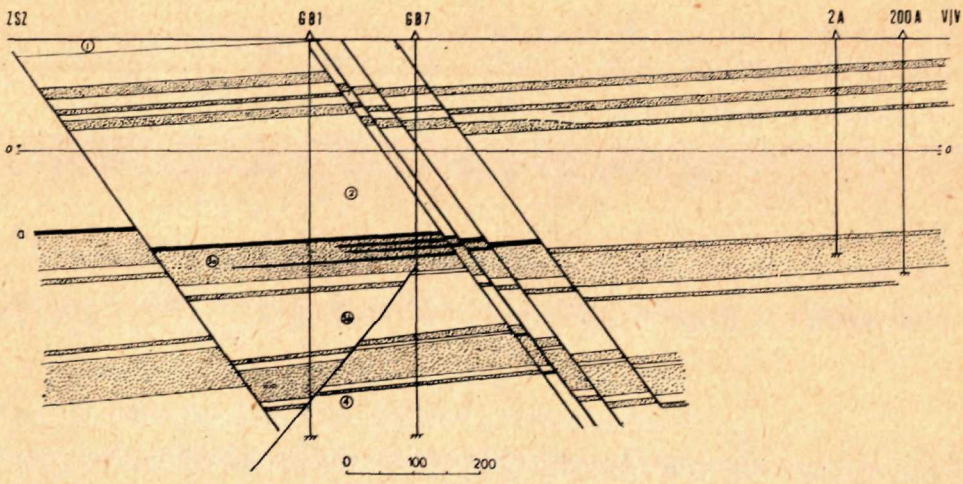
Ložisko ropy a plynu bylo objeveno vrty Cunín 11 v roku 1966, Gbely B 1 v roku 1967. Další vrty (B 2—11) vyřešily stavbu ložiska do té míry, že mohly

býti odhadnuty jeho zásoby a navrženo dokončení sledného průzkumu a jeho těžební otvírka (K. Bílek, 1971). Těmito vrty byly zjištěny ve svrchním badenu tři poloklenby, vázané na systémy malých zlomů severojižního směru s úklonem k V. Průmyslové přítoky ropy byly získány vrty ve střední a severní poloklenbě. Ropa je bez parafinu a kvalitou odpovídá ropám sarmatských ložisek gbelských.

Střední poloklenba je vázaná na systém malých zlomů o celkovém skoku cca 45 m. Dva produktivní obzory ropy ve svrchním badenu byly zjištěny vrty B 1 a B 7. Obzory jsou součástí komplexu písčitých obzorů, oddělených polohami slinitých jílů. Kolektorem ropy jsou jemnozrnné málo soudržné písky. Propustnost kolektorů je malá a přítoky ropy nepřesahují z tohoto důvodu 1 t za 24 hod. z jednoho obzoru. Plocha produktivní části poloklenby je cca 400 000 m^2 a ověřené produktivní obzory mají max. mocnost 5,5 m (1. obzor) a 3 m (4. obzor).

Severní poloklenba je po stránce strukturní stavby ověřena 4—5 vrty, avšak pokusná těžba (1—1,5 t/24 hod.) byla provedena zatím jedním vrtem (B — 6). Struktura je vázána opět na systém malých zlomů severojižního směru, jejichž průběh je znám v prostoru poloklenby. Velikost produktivní plochy je prozatím určena na cca 250 000 m^2. Mocnost produktivního obzoru je 3,5 m ve vrtu B 6 a 4 m ve vrtu Cunín 11.

Komplex písků je v obou poloklenbách rozleněn na 5 obzorů, z nichž ověřený jako produktivní je 1. a 4. obzor na střední poloklenbě a 4. obzor na severní poloklenbě. Další produktivní obzory se očekávají na střední poloklenbě.



Obr. 7. **Geologický řez střední poloklenbou.**
1 — panon, 2 — sarmat, 3a — sv. baden, 4 — karpat, a — obzor ropy.

Fig. 7. Geological Section of the Central Semi-Vault through Boreholes GB 1, GB 7.
1 — Pannonian, 2 — Sarmatian, 3a — Upper Badenian, 4 — Carpathian, a — Oil horizon.

Průmyslová těžba ropy nebyla na jižní poloklenbě prokázána, avšak vrty B 1, B 4, B 8 a B 11 byly zjištěny plynové obzory ve spodním badenu a ve svrchní části karpatu. Vznik plynového ložiska je podmíněn stoupáním spodního badenu a karpatu k S. Plynové obzory jsou omezeny jednak litologicky, jednak zlomy mladšími a pravděpodobně příčným zlomem karpatským v prostoru J od vrtu

Cunín 11. Průzkum hlubšího karpatu nebyl dosud v prostoru plynového ložiska proveden.

Strukturní stavba ložisek ropy je uvedena na obr. 6, na geologickém řezu (obr. 7) a zjištěné plynové obzory v podélném geologickém řezu gbelsko-cunínskou krou na obr. 2.

Průzkum ložisek B — pole není dosud ukončen. Úkolem dalších sledných vrtů bude, kromě ohraničení produktivních ploch ropy, zjištění rozsahu plynového ložiska a průzkum poloklenby Z od vrtu B 1.

Závěr

Stará ložiska gbelská jsou již vytěžena a průzkum neogénu se proto v této oblasti zaměřuje na starší neogenní formace nebo na problémy, které vyplynuly z komplexních detailních studií geologické stavby na základě starších prací. Výsledkem těchto studií jsou návrhy na nové průzkumné vrty. Vrty na gbelsko-cunínské kře v prostorech, kde průzkum byl již dříve zastaven, objevily nová ložiska ropy a plynu, která přispívají k udržení úrovně těžby. V současné době ložisko Cunín je nejproduktivnějším ložiskem ropy gbelské oblasti.

Novým zjištěním jsou positivní obzory v eggenburgu až ottnangu a ve flyšovém reliéfu na cunínské struktuře, produktivní obzory ropy ve svrchním badenu a plynové obzory ve spodním badenu a v karpatu. Soudíme, že akumulace starých gbelských sarmatských ložisek a svrchnobadenské ropy B — pole jsou výsledkem panonské migrační fáze a ložiska ropy v eggenburgu, ottnangu, ve flyši a plynu v karpatu a spodním badenu vznikla před sedimentací svrchního badenu.

Z hlediska tektoniky zjišťujeme tektoniku mladší panonskou, která porušuje epigeneticky předpanonské formace a tektoniku starší, která většinou končí ve starších formacích. Starší tektonika podmínila vznik cunínského ložiska a panonské pohyby zformovaly struktury sarmatských gbelských ložisek a svrchnobadenského ložiska B — pole.

Zvláštností cunínského ložiska je produktivní obzor v puklinách pískovců flyšového reliéfu a ropou nasycené písčité proplástky burdigalských jílů. Těžby ropy z těchto proplástků se získávají z větších intervalů (50—150 m) pomocí perforovaných kolon. Produktivita svrchnobadenských obzorů B — pole je nízká. Neobvyklé je zjištění, že produktivní 4. obzor má v těsném nadloží i podloží zavodněné obzory písků.

Cunínská pokleslá kra ložiska se těží a nyní se provádí průzkum vysoké kry. Ložisko B — pole je ve stadiu sledného průzkumu a těžební otvírka bude prováděna v příštích létech.

Doručené: 19. X. 1971
Doporučil: Mikuláš Dlabač

Nafta, n. p., Gbely

LITERATÚRA

BÍLEK K., 1963: Výsledky a perspektívy průzkumu gbelsko-cuninské oblasti. Manuskript — Geofond, Bratislava.

BÍLEK K., 1965: Výsledky a perspektívy průzkumu gbelsko-cunínské kry a ložiska Cunín. Manuskript — Geofond, Bratislava.

BÍLEK K., 1964: Stratigrafické postavení čupských štěrků v podloží lanzerdorfské serie. Geol. práce, Zprávy 39, Bratislava.

BÍLEK K., 1971: Perspektivy průzkumu a těžební otvírky B — pole. Manuskript — Geofond, Bratislava.

CÍLEK V., 1953: Strukturní průzkum vnitroalpské pánve. Slovensko (Gbely — Petrova Ves). Manuskript — Geofond, Praha.

CÍLEK V., 1954b: Zpráva o mělkém strukturním průzkumu na struktuře Kadubek. Manuskript — Geofond, Praha.
DOLEŽAL J. — HADAMOVSKÝ F., 1963: Detailní gravimetrický průzkum ve slovenské části Vídeňské pánve v r. 1962. Manuskript — Geofond, Bratislava.
FIALA M., 1960a: Geologická správa z oblasti gbelských vysokých mezikr. Manuskript — Geofond, Bratislava.
FIALA M., 1960b: Geologická zpráva o oblasti Cunín. Manuskript — Geofond, Bratislava.
FIALA M. — HLAVATÝ V., 1962: Výpočet zásob nafty gbelských ložisek k 1. 1. 1962. Manuskript — Geofond, Praha.
HROMEC J., 1958: Zpráva o doplňujúcom prieskume v oblasti Gbely A pole. Manuskript — Geofond, Bratislava.
JAHN J. J., 1921a: Die Erdölgruben von Egbell. Tägliche Berichte über die Petroleumindustrie. Berlin — Wien, XV. JG. 1921.
JAHN J. J., 1921b: Dnešní stav gbelských státních dolů na skalní olej. Hornický věstník III.
JAHN J. J., 1923: Die bisherigen Ergebnisse der Erdölgewinnung und Erdölsuche in der Tschechoslowakei. Tägliche Berichte über die Petroleumindustrie. XXVIII. Jg., Nr. 163.
JAHN J. J. — SCHNABEL E., 1924: Die Erdöllagerstätten der tschechoslowakischen Republik, regional — geologisch betrachtet. „Petroleum", XIX. Bd., Nr. 33.
JANÁČEK J. — CÍLEK V., 1953: Zpráva o výsledku nového strukturního průzkumu v oblasti vysoké kry mezi osadou Brodské a Gbely. Manuskript — Geofond, Praha.
JANÁČEK J., 1957: Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním panonu vnitroalpské pánve Vídeňské. Manuskript — Geofond, Bratislava.
KOCÁK A., 1959: Předběžná zpráva o provedení seismických prací v oblasti Cunín. Manuskript — Geofond, Bratislava.
KETTNER R., 1923: Otázka prohloubení gbelských vrteb do paleogénu. Hornický věstník č. 35.
KETTNER R., 1924: Zur Beurteilung der Erdöllagerstätten der tschechoslowakischen Republik. Petroleum Zeitschrift, XX. Bd., Nr. 6.
MATĚJKA A., 1927: Zpráva o stavu výzkumných prací v širším okolí Gbel. Manuskript — Geofond, Praha.
MATĚJKA A., 1935: Přehledná zpráva o stavu geologických a exploračních prací v naftových oblastech Československé republiky. Manuskript — Geofond, Praha.
MATĚJKA A., 1946: Slovenská část Dolnomoravského úvalu. Manuskript — Geofond, Praha.
SCHNABEL E., 1924: Die staatlichen Naphtagruben von Gbely in der Slowakei. Petroleum Zeitschrift XX. Jg. Nr. 18.
SOMMERMEIER L., 1931: Zur Geologie der tschechoslowakischen Erdölfelder. Petroleum Zeitschrift, XXVII. Bd., Nr. 6, Wien.
SOMMERMEIER L., 1937: Die stratigraphischen und tektonischen Grundlage der Erdöllagerstätten in Neogen von Südmähren und der Slowakei. Petroleum Zeitschrift, XXXIV. Jg., Nr. 5, Wien.
SOMMERMEIER L., 1938: Erdölvorkommen und Erdölwirtschaft im vormaligen tschechoslowakischen Staatsgebiet. Petroleum Zeitschrift. XXXV., Jg., Nr 14/15 Wien.
ŠPIČKA V., 1959a: Příspěvek k problému stanovení hranice torton-helvet v čsl. části Vídeňské pánve. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava.
ŠPIČKA V., 1959b: Geologické poměry širšího okolí farské poruchy se zřetelem k novým problémům průzkumu živic. Manuskript — Geofond, Praha.
ŠPIČKA V., 1960a: K otázce stratigrafické příslušnosti štěrků a pestrých pelitů v širší oblasti Unínského lesa. Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava 1960.
ŠPIČKA V., 1960b: Geologický vývoj středních částí Vídeňské pánve. Manuskript — Geofond, Praha.

New Oil and Gas Deposits of Gbely

KAMIL BÍLEK

In the years 1963—1965 drilling investigation was started in the central part of the Gbely- Cunín block on two semi-vaulted structures in the Sarmatian and investigation of deeper parts on the Sarmatian semi-vaulted structure near the yard Cunín (about 6 km N of the Staré pole deposit) was renewed on the basis of detailed study of earlier results of structural and deep-seated investigation. This investigation has resulted in discovering of oil deposit in the Eggenburgian, Ottnangian and the flysch relief of the Cunín structure, two small deposits of oil in the Upper Badenian and

one deposit of gas in the Lower Badenian and Carpathian in the central part of the block.

The Cunín deposit forms in the Eggenburgian, Ottnangian and the flysch relief the southern flank of the semi-vault, bound to the Gbely-Hodonín Fault, with the peak in the area of Týnec-Moravská Nová Ves. The collector of oil are jointed sandstones of the flysch relief, Eggenburgian basal conglomerates, Ottnangian basal sands and intercalations of sands in their overlier. The deposit is bordered by the Pannonian Gbely-Hodonín Fault and split into partial blocks by faults in the Eggenburgian. The individual horizons are variable in facies as to thickness and lithological development. Delimitation of the deposit in northerly direction is probably of facies character and marginal as well as subjacent water is uniform for the whole oil bearing interval.

The oil is exploited first with outflow under the regimen of dissolved gas and later with deep pumps. The light (specific gravity 0,90) paraffin-naphthene naphtha with predominating portion of oils contains 2% paraffin.

The oil deposit in the central part of the block, the so called B- field, forms semi-vaults in the Upper Badenian, bound to a system of small faults of north-southern direction, inclined eastward, with general throw up to 45 m. In a complex 80 m thick layers of sands alternate with layers of marly clays, divided into five horizons by us. The fine grained sands of the producing first and fourth horizons are characterized by low permeability and exploitation. The non-paraffin oil (specific gravity 0,93) is in its composition identical with Sarmatian oils of older Gbely deposits.

The gas deposit forms horizons of sands at the base of the Lower Badenian and in the Upper Carpathian. The deposit is bound to ascending beds in northerly direction towards the transverse fault in the Carpathian and to Pannonian faults in north-southern direction. The horizons are unstable in facies.

At the Cunín deposit searching investigation and development for exploitation are being carried out while at the deposits in the central part of the Gbely- Cunín block searching investigation will continue and development for exploitation will be started in the next years.

Translated by J. Pevný

Mineralógia kontaktných metamorfitov štiavnického ostrova

(4 obr. a 14 tab. v texte)

RUDOLF KUŠÍK*

Aperçu sur la minéralogie des roches métamorphiques do contact de l'île de Banská Štiavnica

L'article traite les roches métamorphiques de contact de la région de Hodruša—Vyhne, appelées jusqu'ici skarns et celles de la région de Banská Štiavnica, appelées silex de contact. Dans toutes les deux régions, le métamorphisme est lié au même corps intrusif (granodiorite jusqu'à diorite quartzeuse). L'auteur étudie la composition minéralogique des roches citées plus haut et pour déterminer leur minéraux, il utilise les méthodes suivantes: méthode optique, radiographique, spectrale, différentielle-thermale et chimique. La méthode radiographique se montra très convenable, surtout quand il s'agissait des roches constituées de minéral unique, éventuellement en combinaison avec calcite qui pouvait être facilement éliminée. En quelques cas, même la prise radiographique des mélanges de plusieurs constituants pouvait être déchiffrée. Ainsi la méthode radiographique se montra très utile à côté des études microscopiques. L'auteur étudie exclusivement le métamorphisme d'exocontact qui apparaît très varié dans cette région.

Úvod

Mineralógiou kontaktných metamorfitov hodrušsko-vyhnianskej oblasti sa zaoberalo viac autorov, medziiným v posledných časoch J. Šalát (1950), M. Koděra (1960), F. Zábranský (1969), zatiaľ čo v oblasti Banskej Štiavnice sa tejto problematiky dotýkali najmä práce autorov J. Michalenko — J. Pastor — M. Koděra (1967), J. Kamenicky — J. Štohl (in Burian 1968) a J. Burian a kol. (1968). Nikto z týchto autorov však nespracoval systematickejšie celú oblasť štiavnického ostrova (ako sa toto mezozoikum vystupujúce v podloží neovulkanitov nazýva) po stránke mineralogickej. Tieto kontaktné metamorfity sa zvyknú označovať v hodrušsko-vyhnianskej oblasti ako skarny, naopak v oblasti Banskej Štiavnice sa im skôr prisudzuje názov kontaktné rohovce, hoci minerálna asociácia týchto kontaktných metamorfitov je veľmi podobná. I v Banskej Štiavnici nájdeme horniny metamorfované vo fácii amfibolických i pyroxénických rohovcov spolu s magnetitom, čo pripomína v mnohom oblasť hodrušsko-vyhniansku, samotné skarny sú tu však vyvinuté v menšom rozsahu.

* RNDr. Rudolf Kušík, CSc., Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko Banská Bystrica — Kyncelová.

Forsterit som zistil vo vzorke VM—1572 z rýhy VR—22/67—8, 40 m z Kopaníc. Makroskopicky pôsobila vzorka dojmom tmavšie šedého kryštalického vápenca, len po navlhčení sa zvýraznila prítomnosť forsteritu tmavším sfarbením jeho zŕn od okolitej hmoty. Mikroskopicky tvoril forsterit samostatné zrná, alebo zhluky zŕn v základnej hmote kryštalického vápenca. Olivín sa vyznačoval pozitívnym optickým charakterom, len ojedinele boli prítomné zrná s negatívnym charakterom minerálu, čo by dosvedčovalo aj na prítomnosť chryzotilu, to sa však röntgenograficky nepotvrdilo.

RTG dáta forsteritu:

VM-1572/a		Forsterit (Michejev 749)		Poznámka
I	d	I	d	
6	7,17			Antigorit
3	5,08	3	5,137	
		1	4,703	
3	4,56			Antigorit
		2	(4,277)	
9	3,87	7	3,875	
4	3,71	4	3,724	
3	3,59			Antigorit
3	3,48	5	3,470	
		3	3,330	
		3	(3,027)	
3	2,980	4	2,975	
8	2,755	9	(2,753)	
		4	(2,692)	
9	2,501	10	(2,497)	
10	2,448	10	2,441	
		1	(2,385)	
4	2,258	2	2,336	
5	2,248	9	2,250	
4	2,216			
3	2,155	6	2,152	
2	2,026	3	2,019	
		6	(1,927)	
2	1,875	2	1,869	
		2	(1,787)	
6	1,747	10	1,741	
1	1,665	7	1,666	
3	1,629	8	1,630	
1	1,614	8	1,614	
		1	1,580	
3	1,559	6	1,565	
2	1,533	5	1,532	
4	1,493	8	1,494	
4	1,475	9	1,475	
		2	1,437	
2	1,391	8	1,392	
2	1,345	9	1,347	

Identifikácia forsteritu pomocou RTG dát je jednoznačná a nie sú žiadne náznaky prítomnosti fayalitovej zložky. Prítomnosť forsteritu v tomto skarne by mohla nasvedčovať na vysokotemperatúrne, až magmatické štádium jeho vzniku.

Pyroxény. Fácia pyroxénických rohovcov prislúcha podľa B. Hejtmana (1962) najvnútornejšej časti kontaktného dvora intruzívnych hornín. Z pyroxénov je najčastejší *diopsid*. Popri ňom sa niekedy vyskytuje aj kosoštvorcový *hyperstén*, ako ukazuje RTG záznam vzorky VM — 1570 z Kopaníc.

RTG diopsidu

VM-1570		Diopsid (Mich. 783)		Hyperstén (Mich. 781)		Poznámka
I	d	I	d	I	d	
3	7,12					Serpentín
2	4,81					
2	4,55	1	4,50			+Serpentín
3	3,32	2	(3,33)			SiO_2 ?
5	3,20	5	3,26	10	3,20	
10	2,97	10	3,00			
4	2,93	3	2,91			
5	2,88	5	2,80	8	2,89	
6	2,66					
2	2,59	2	2,57			
8	2,54			5	2,55	
9	2,51	10	2,52			
7	2,49			5	2,48	
3	2,43	1	2,44			
2	2,36					
2	2,32					
4	2,29	2	2,30			
3	2,21					
4	2,19	2	2,21			
3	2,14					
4	2,12			5	2,11	
5	2,09	5	2,13			
4	2,02	3	2,04			
5	2,00	3	2,01			
3	1,957					
2	1,924					
3	1,822	4	1,828			
2	1,805	3	(1,784)			
3	1,737	7	1,744			
2	1,662	2	1,661			
3	1,648					
6	1.616	10	1,616			
5	1,603			6	1,599	
4	1,585	3	(1,560)			
2	1,550					
3	1,523	3	1,521			
2	1,512					
7	1,491	3	1,497			
6	1,472			8	1,486	
4	1,412	9	1,418			

Diopsid je röntgenograficky dosť bezpečne indentifikovaný. Menej je zastúpený hyperstén, ktorý bol identifikovaný aj mikroskopicky. Vyznačuje sa rovnobežným zhášaním, negatívnym optickým charakterom, pozitívnym charakterom zóny a pleochroizmom. Nakoniec aj RTG dáta dosť hovoria v prospech hypersténu. Vysoký počet reflexov pri skúmanej vzorke môže byť zapríčinený tým, že röntgenografický záznam bol robený za citlivých podmienok.

Amfiboly. Z amfibolov boli zastihnuté dva druhy a to aktinolit a tremolit. *Aktinolit* je pomerne častý v hodrušsko-vyhnianskej oblasti. Napr. na ložisku Treiboltz—stred tvorí aktinolit jemné ihličky a stĺpčeky v základnej hmote hrubozrnného, alotriomorfne obmedzeného kremeňa. Pomerne častý je výskyt aktinolitu vo forme jemných ihličiek, pomerne dlhých vzhľadom ku ich hrúbke. V inom prípade tvorí aktinolit šmuhy. Ide pôvodne o karbonátové polohy, ktoré boli premenené v aktinolit. Dosť častý je aj *tremolit*, napr. na Treiboltzi (V — 146; 38,2 m), s uhlom zhášania $\gamma/c = 20°$.

Wolastonit patrí medzi najvyššie temperatúrne minerály. Formy jeho výskytu sú rôzne. Niekedy tvorí zhluky vláknitých, lištovitých, ba aj široko lištovitých prierezov, ktoré vytvárajú snopcovité i vejárovité zhluky. Inokedy tvorí wollastonit šmuhy málo individualizovaných jedincov. Sú to rovnobežne zhášajúce vlákna šedých interferenčných farieb s negatívnym charakterom zóny. Veľmi často pozorovateľný je prípad kalcitizovaného wollastonitu. Sú to samostatné trsy, alebo zhluky, vystupujúce v monokryštali kalcitu, alebo kremeňa.

Vo forme uzavrením v magnetite bol zistený v niekoľkých prípadoch vezuvián, ktorý bol identifikovaný aj Šímovou. Tvorí obyčajne políčkovité zrná, dosť podobné granátu. Na ložisku Klokoč ho uvádza aj M. Koděra (1960). Okrem toho sa vezuvián vyskytuje na žilkách, keď tvorí obvod žilky, kým v strede žilky je kalcit s kremeňom a ojedinelým hematitom. Vezuvián sa tu vyznačuje zonálnou stavbou, keď jednotlivé zóny majú nábeh na anomálne modrozelené interferenčné farby s nízkym dvojlomom. Zóny sú tu vyvinuté jemnejšie ako napr. u granátu a je ich väčšie množstvo. U vezuviánu tu chýba šesťboké obmedzenie, ktoré je typické pre granát.

Granát je najrozšírenejším minerálom nerudných skarnov v hodrušsko-vyhnianskej oblasti. V oblasti Vyhní tvorí granát skoro monominerálne horniny-granátity, tvorené v podstate granátom, len v menšej miere kalcitom, kremeňom a nepatrne chloritom. Takáto hornina bola zastihnutá napr. na ložisku Treiboltz východ, vo vrte V—146 (41,6) a ukázala nasledujúce chemické zloženie.

SiO_2 = 38,72	CaO = 30,66	TiO_2 = 0,38
Al_2O_3 = 8,04	MgO = 1,19	Cr_2O_3 = 0,79
Fe_2O_3 = 15,77	FeO = 1,08	MnO = 0,66

Uvedené chemické zloženie odpovedá *andraditu* s určitým podielom *grossulárovej zložky*.

Sukcesné vzťahy rôznych generácií granátu sú najlepšie sledovateľné na ložisku Treiboltz, prípadne Klokoč. V podstate možno vyčleniť dve veľké skupiny granátu a to *skupinu granátu izotropného a skupinu anizotropného granátu*.

Skupinu granátu izotropného možno všeobecne pokladať za staršiu od skupiny granátu anizotropného.

Výsledky spektrálnej analýzy vzorky K—23c (granátu) sú nasledujúce:

100—1 %	1—0,1 %	0,1—0,001 %	Stopy
Si, Ca, Fe Al, Mg	Ti	Ag, Zn, Na, Cu Pb, Sn, As, Ga Mn Ni Ge B	Cr, Sr, Mo

Uvedené analýzy boli robené zo svetlohnedého granátu so zrnitosťou okolo 0,6 mm.

RTG dáta granátu:

hkl	K—23c		Granát (Michejev 737)	
	I	d	I	d
400 ß			1	(3,181)
400	6	2,87	6	2,912
420 ß			6	(2,869)
420	9	2,58	10	2,605
332			1	2,485
422	5	2,36	5	2,376
510, 431			4	2,285
521	5	2,14	5	2,128
611 ß, 532 ß			1	(2,073)
611, 532	6	1,888	6	1,891
444 ß			1	(1,851)
640 ß			4	(1,766)
631, 642 ß			5	1,712
444	6	1,689	5	1,685
640, 800 ß	7	1,624	8	1,607
642	9	1,567	9	1,560
800	4	1,468	4	1,459
840 ß			2	(1,426)
842 ß			3	(1,395)
664 ß			1	(1,365)
840	6	1,317	6	1,305
842	9	1,287	9	1,272
664	5	1,257	5	1,246
930, 851, 754			1	1,226
844	2	1,192	1	1,189
941, 853, 770	3	1,155	2	1,180

Michejevom (1957) podávané obdobné röntgenografické dáta zodpovedajú granátu s nasledujúcim vzorcom:

$$(Ca, Fe, Mg)_3 \cdot (Al, Fe)_2 \cdot SiO_4)_3$$

Skupinu anizotropného granátu možno bezpečne rozdeliť najmenej na dve generácie a to generáciu anizotropného granátu v *idioblastickom vývoji*, typickú pre granátity a generáciu anizotropného granátu v *hypidioblastickom vývoji*, vystupujúceho na žilkách prerážajúcich idioblastickými granátmi, alebo tvoriaceho drúzy na stenách dutín. S touto mladšou generáciou asociuje obyčajne kalcit a kremeň či už ako výplň stredu žilky, alebo dutiny. Ojedinelý je aj albit.

Minerály epidot-zoizitovej skupiny. Táto skupina je jednou z napodstatnejších, zúčastňujúcich sa na zložení nerudných skarnov. Najčastejší z tejto skupiny je *epidot*, vyznačujúci sa žltým pleochroizmom. Niekedy tvorí skoro monominerálne horniny — *epidotovce* (epidozity), v ktorých tvorí *klinozoizit* len zhluky.

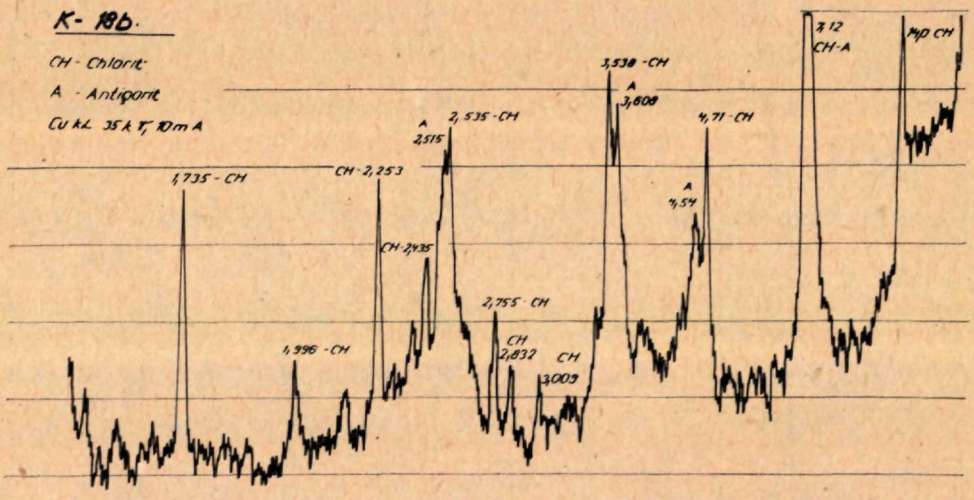
V tejto skupine možno vyčleniť približne štyri generácie epidotu:

1. Jemnozrnná, málo individualizovaná masa epidotu.
2. Hypidiomorfne obmedzený epidot, ktorý tvorí hrubšie zrnité masy a zhluky v prvej generácii.
3. Hypidioblastické kryštáliky epidotu vystupujúce vo forme drúz v dutinách.
4. Epidot tvoriaci žilky. Zúčastňuje sa pomerne často zatláčania granátového skarnu.

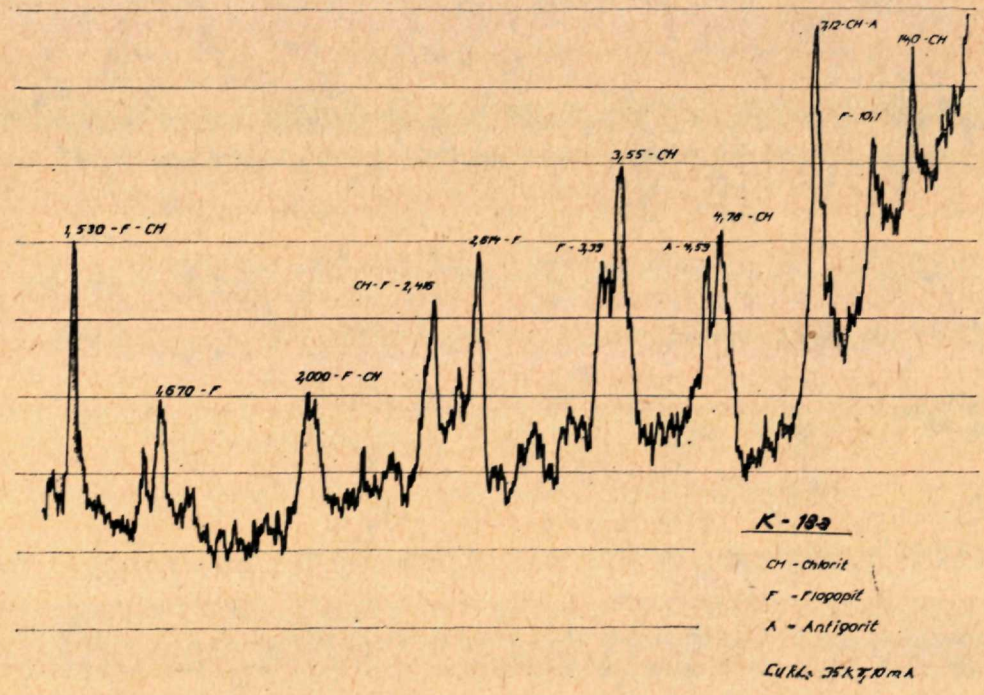
Chloridy. Výskyt chloritov, viazaných na skarnové štádium možno pozorovať v nespočetných prípadoch. Jedným z nich je chlorit identifikovaný rötgeno-

graficky. Je to chlorit s normálnou chloritovou štruktúrou a podľa RTG dát ho možno pričleniť ku skupine *pennin-leuchtenbergitovej.*

U obidvoch vzoriek pozorovať, okrem chloritu, aj prítomnosť antigoritu. Obidva RTG záznamy sú z jednej vzorky, ktorá predstavovala magnezitový skarn



lemovaný na obvode wollastonitovými polohami. V tomto skarne bol xenolit makroskopicky sivého jemnozrnného materiálu, lemovaného na obvode asi 0,5 cm mocným lemom svetlého až svetlohnedého materiálu miestami s bledozeleným



nádychom. V mikroskope sa javil xenolit skoro až kryptokryštalický (zrno o priemere niekoľkých mikrónov, nanajvýš v stotinách mm). RTG záznam ukazuje prítomnosť podstatného chloritu popri *flogopite*, ktorý sa prejavil reflexami pri 10,1 Å; 3,39; 2,61; 2,42; 2,00; 1,67; a sčasti 1,53 Å.

Ako už bolo uvedené, väčšina chloritov patrí k pennin-leuchtenbergitovému radu. Ojedinele bol konštatovaný bledozelený chlorit so zelenkavošedými interferenčnými farbami, ktorý bol určený ako *klinochlór*.

S e r p e n t í n. Najčastejšie tu možno vidieť serpentín ako produkt premeny pyroxénov, najmä diopsidu a to hlavne vtedy, keď je tento pyroxén tvorený jemnozrnnou málo individualizovanou masou. Najkrajšie javy serpentinizácie som pozoroval pri vzorke VM-1572 z Kopaníc, kde serpentín zatláča forsterit (RTG dáta som už prv uviedol). Serpentín sa obyčajne vyskytuje na obvode forsteritových zrniečok, alebo forsteritové zrniečka sú úplne zatlačené serpentínom. Horninu možno na základe uvedeného označiť ako ofikalcit. Podľa RTG dát je serpentín zastúpený *antigoritom*. Jeho separáciu som urobil rozpúšťaním horniny v 5% HCl a potom ďalšou separáciou od forsteritu na základe zrnitosti, nakoľko na veľké prekvapenie sa forsterit vyznačoval jemnejším zrnom ako antigorit.

R T G d á t a a n t i g o r i t u :

VM—1572/b		Antigorit (Michejev 815)		Poznámka:
I	d	I	d	
10	7,18	9	7,16	
3	4,56	2	4,66	
2	3,87	6	3,96	
6	3,62	10	3,588	
		1	3,480	
3	3,23			?
7	2,989			Kalcit?
3	2,886	3	2,798	
8	2,501	8	2,521	
4	2,448	3	2,402	
2	2,297			?
4	2,145	3	2,152	
2	2,004	1	1,986	
		1	1,848	
		3	1,808	
		1	1,723	
4	1,682	1	1,695	
3	1,621	7	1,562	
4	1,535	6	1,538	

Tabuľkové dáta podľa M i c h e j e v a (1957) sú z antigoritu z lokality Antigorio — údolie v Piemonte (Taliansko).

K a r b o n á t y boli izochemickou metamorfózou mramorizované. Vznikli tak kalcitické a dolomitické mramory, prípadne prechodné členy týchto dvoch typov mramorov. Karbonáty sú však časté aj v nerudných a rudných skarnoch. Býva to v prvom rade reliktový karbonát, ktorý len rekryštalizoval. Okrem *kalcitu* a *dolomitu* pozorovať aj prítomnosť *aragonitu*. Z Fe-karbonátov som identifikoval *ankerit* v magnetitovom skarne pomocou farbiacej skúšky na ložisku Treiboltz východ (sfarbil sa alizarínom sulfonanom sódnym na hnedofialovo). Okrem toho

pozorovať niekedy prítomnosť *sideritu* na žilkách, ktorý sa vyznačuje hnedou farbou a silnou pseudoabsorpciou.

K r e m e ň v skarnoch, v ktorých sa dá predpokladať prínos Si, tvorí hrubozrnné, alotriomorfne obmedzené agregáty zŕn. Častý je tiež v mramorizovaných karbonátoch, kde v dôsledku kontaktnej metamorfózy tvorí rôzne kostrovité a chaoticky, pre tento typ hornín typicky, usporiadané zrná a zhluky. Len celkom ojedinele na žilkách sa vyskytuje *chalcedón* (Treiboltz východ) a v základnej hmote *lutécit*.

Kontaktné metamorfity neskarnového typu

K tomuto typu premeny patria predovšetkým prejavy kontaktnej premeny v oblasti Banskej Štiavnice. Hlavným rozdielom v porovnaní s hodrušsko-vyhnianskou oblasťou je tu malé priestorové rozšírenie vyššie temperatúrnych prejavov kontaktnej metamorfózy. Jedným z podstatných rozdielov je nedostatok, alebo len mineralogický výskyt magnetitu. V ďalšom uvediem niektoré zaujímavejšie minerálne asociácie zistené v tejto oblasti.

Výskyt diopsidického rohovca som zistil napr. na III. obzore Emil šochty, Bieber žila juh, prekop na V od b. 16—40 m, v prekope 4 m. Mikroskopické štúdium vedie k uzáverom, že ide o kontaktne metamorfované intraformačné brekcie (viď K ú š i k — v tlači). Vo výbruse sa vyskytuje, v asociácii s diopsidickým rohovcom, rekryštalizovaný karbonát predstavujúci tmel intraklastov, zatiaľ čo karbonát intraklastov je jemnozrnný až kryptokryštalický. Intraklasty sú voči mramorizovanému tmelu ostro obmedzené a to je ešte zvýrazňované tmavým pigmentom. Je pritom zaujímavé, že na vzdialenosť 1—2 cm od línie zasiahnutej kontaktnou metamorfózou nedošlo ku zrušeniu tejto brekciovitej štruktúry a k rekryštalizácii materiálu intraklastov. Pokiaľ ide o zloženie intraformačnej brekcie, obsahuje táto často aj dolomitickú zložku (K ú š i k — v tlači). Nasvedčuje tomu aj vznik diopsidu. Samotný diopsid tvorí krátkostĺpčekovité kryštáliky iba v leme na styku s karbonátom. Ostatná hmota je jemnozrnná, až kryptokryštalická. Jedince dosahujúce až niekoľko desatín mm sú vyvinuté v dutinách. Tieto sú však korodované albitom a kalcitom. Diopsid sa vyznačuje uhlom zhášania $\gamma/c = 43-44°$. Identifikácia bola potvrdená aj RTG a spektrálnou analýzou.

BŠ—13		Diopsid (Michejev 783a)	
I	d	I	d
1	3,25	3	3,23
10	3,00	10	3,00
1	2,92	2	2,89
1	2,58	1	2,56
5	2,53	6	2,519
		2	2,289
		1	2,208
0,5	2,15	3	2,143
		1	2,110
		1	2,039
1	2,02	2	2,009
		0,5	1,969
		1	1,832
		3	1,750
		0,5	1,690
		0,5	1,670
1	1,63	7	1,622

RTG dáta súhlasia s tabuľkovými. Nedostatok reflexov v nižších intenzitách pri vyšších uhloch 2 je bežný pri záznamoch difraktografie. Spektrálna analýza hovorí taktiež v prospech diopsidu, lebo v množstve nad 1 % sa vyskytujú len prvky Ca, Mg, Si, vchádzajúce do zloženia diopsidu.

	Nad 1 %	1—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	Problem.
BŠ—13	Ca Mg, Si	Fe, Mn		Al, Cu, Pb, Zn	B

Styk diopsidického rohovca s karbonátom tvorí ostrá línia, no diopsid vniká do karbonátu aj klinmi a žilkami, na ktorých sa okrem diopsidu vyskytuje aj epidot. Samotné diopsidické polohy majú šedozelený rohovcovitý vzhľad a sú prerážané jemnými hnedými žilkami. Vznik diopsidu prebiehal podľa nasledujúcej schémy:

$CaMg/CO_3/_2 + SiO_2 \rightarrow CaMg/SiO_3/_2 + 2CO_2$

Amfiboly. Z amfibolov zistil som *tremolit* na III. obzore Emil šachty, Bieber žila juh, prekop na V, od b. 16—40 m. Tremolitický rohovec je tu vyvinutý v blízkosti diopsidického rohovca. Je tiež viazaný na intraformačnú brekciu. Podľa schemy by tento zodpovedal slabšej kontaktnej premene, čiže vzdialenejšej od magmatického telesa. Vzorka je makroskopicky šedá so zelenkavým nádychom a rohovcovitého vzhľadu. V mikroskope nie je vidieť styk rohovca s karbonátom. Vzorka je tvorená čistým amfibolom-tremolitom. Tento je niekedy jemnozrnný až kryptokryštalický, niekedy sa vyznačuje vláknitou stavbou s pomerne vysokými interferenčnými farbami. Pri jednom nikole je bezfarebný a bez pleochroizmu, čím sa výrazne líši od aktinolitu. Podľa RTG dát je amfibol najbližší v tabuľkách uvádzanému grammatitu (V. I. Michejev, 1957). Podľa H. Strunza (1962) je názov grammatit zbytočný a kryje sa s pojmom tremolit. Podľa W. E. Trögera (in Hejtman, 1962) môže mať tremolit, v nemeckej literatúre často označovaný ako grammatit, do 15 mol. % ferrotremolitovej zložky, aktinolit sám medzi 15—80 %.

Spektrálne analýzy tremolitov:

	Nad 1 %	1—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	Problemat.
BŠ—15d	Mg Ca Mn Fe Si	Al K	Na Zn	TiAg Y ZrSr Cd Li Be B Pb Co Cr Ge Sb Cu Ga V	Yb Ni
BŠ—15f	Fe Ca Al Mg Mn Si	Na	Ti	Sb Be B Ge Zn Pb Cu Ni	
BŠ—14a	Ca Si Fe Mn Mg Na	K	Al Zn	Pb B Cr Cu Sb As Ti Ga Ni Ge V Zn	Bi Ag Ba Co

Vzorky boli podrobené aj RTG analýze, pričom BŠ-14a, ako aj BŠ-15f boli najskôr rozpúšťané v konc. HCl, kým vzorka BŠ-15d bola analyzovaná v prírodnom stave, nakoľko nejavila znaky prítomnosti karbonátu.

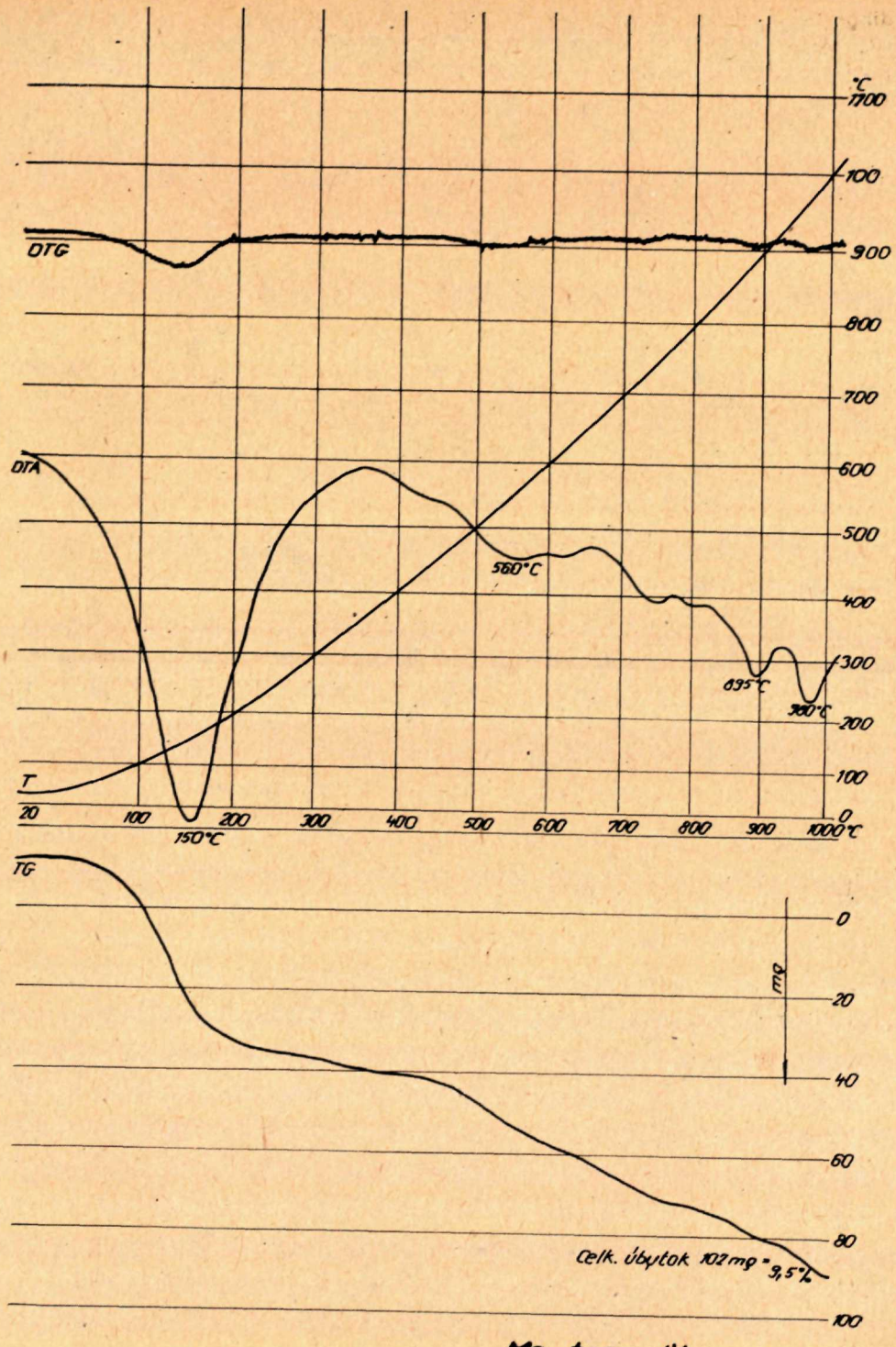
BŠ—15d		BŠ—15f		BŠ—14a		Grammatit (Mich. 790)	
I	d	I	d	I	d	I	d
7	8,5	7	8,5	9	8,43	7	8,41
5	4,54					5	4,52
2	4,24					2	4,209
4	3,32	10	3,35			5	3,382
4	3,27					5	3,273
8	3,16	7	3,16	10	3,14	10	3,127
6	2,95	5	2,99			5	2,940
4	2,88					5	2,805
9	2,72	9	2,72	8	2,71	10	2,709
4	2,61	6	2,60			5	2,591
10	2,54	10	2,54	9	2,53	7	2,529
3	2,34					5	2,333
						2	2,267
4	2,16	4	2,16			5	2,162
						2	2,043
4	2,02	4	2,02			4	2,008
						2	1,739
4	1,63					4	1,651
						2	1,618
						4	1,572
4	1,51	5	1,51			4	1,509
						4	1,504
4	1,44					6	1,436

U vzorky BŠ-15f zvýšená intenzita pri 3,35 Å poukazuje na prítomnosť kremeňa. Ináč prítomnosť uhličitanov sa výraznejšie neprejavila. Obidve zložky ako kremeň a tak aj uhličitany sú totiž prítomné na žilkách, prípadne tvoria nadureniny pozorované v mikroskope.

Vychádzajúc z vysokého obsahu Mn u všetkých troch vzoriek usudzujem na *Mn-tremolit* (A. N. Winchell — H. Winchell, 1953), ktorý sa vyznačuje vyšším uhlom zhášania ako normálny tremolit — c/Ng=23°. (Obr. 2 — BŠ-15d.)

Granát sa našiel v Banskej Štiavnici len v jednom prípade a to vo vzorke VŠ-5/10 z vrtu V-Š-D-5 z hĺbky 94,5 m. Granát sa vyskytuje na styku mramorizovaného vápenca s granodioritom. Granodiorit sa vyznačuje porfýrovitou štruktúrou, čo by naznačovalo, že asi ide o okrajovú fáciu. Pokiaľ ide o granát, je tento izotropný, s obmedzením kocky kombinovanej s oktaédrom. Nájdu sa tiež šesťboké prierezy. Granát sa vyznačuje vysokým reliéfom. Chýba mu určitá vnútorná stavba v porovnaní s granátmi z Vyhní. Pri jednom nikole je slabo nažltlý. V asociácii s granátom sa tu vyskytuje epidot, ktorý okrem iného zatláča aj zrná idioblastického granátu.

Okrem uvedeného epidot-zoizitová skupina sa vyskytuje najčastejšie v súvrství seissu a to predovšetkým vo vrte VŠK-8. V tomto prípade ide o pôvodné prachovce a pieskovce, ktorých ílovitá zložka, tvorená pôvodne illitom a kaolinitom „fireclayového" typu, (R. Kúšik, 1969) bola úplne premenená v minerály epidot-zoizitovej skupiny, turmalín a biotit. Okrem toho je epidot viazaný aj na



Mn-tremolit

BŠ - 15d.

diopsidický rohovec, keď epidot preniká vo forme klinov do intraformačnej brekcie. Ďalší jeho výskyt je viazaný na styk andezitu a ílovca, kedy preniká do ílovca vo forme žilky. V niektorých prípadoch by bolo možné azda priradiť epidotovce k pôvodným kampilským horninám. Tu sú epidotovce sprevádzané silnou silicifikáciou.

T u r m a l í n vznikol v prachovcoch vplyvom kontaktnej metamorfózy na ílovitú zložku za prínosu bóru. Pieskovce boli zmenené v pieskovce s turmalínom až v turmalinické kvarcity. Zvlášť vysoký obsah turmalínu-skorylu obsahovala vzorka VŠK-8/12 z Banskej Štiavnice, ktorý bol pozorovateľný aj makroskopicky. Aj v súvrství seissu v Michal prekope sa nájde ojedinele turmalín.

B i o t i t. Jeho výskyt je viazaný obyčajne na kontaktné rohovce. Spolu s turmalínom sa vyskytuje aj v Michal prekope.

Ž i v e c. Zo živcov je pomerne častý *adulár* v kontaktných rohovcoch. Na druhej strane *albit* som identifikoval v niektorých prípadoch vo výplni dutín, v ktorých tvoria drúzy, kryštaly diopsidu, alebo samotný albit tvorí hypidioblastické kryštáliky. Albit sa zúčastňuje na korózii jemnozrnnej diopsidickej masy.

Výskyt chloritu je v súvrství kampilu, ale najmä seissu všeobecný. Zaujímavý chlorit sa vyskytoval v karbonátových horninách kampilu v Banskej Štiavnici (Alžbeta prekop, 3 m za m. b. 21) na styku s dacitom. Chlorit sa tu vyskytuje v jemnevláknitej forme vytvárajúc kolomorfné štruktúry v obaloch úlomkov. Tieto úlomky sú tvorené dolomitickým vápencom, ako vyplynulo z DTA. Okrem toho tu bol zistený *anhydrit*. Podľa RTG analýzy sa na zložení horniny podieľa okrem karbonátu spomínaný chlorit, pravdepodobný *greenalit*, *minnesotait* a anhydrit. Greenalit a chlorit obyčajne obaľujú úlomky karbonátu alebo anhydritu. Často je v strede aj lupeňovitý chlorit a na obvode obyčajne izotropný greenalit. Materiál na RTG bol separovaný.

BŠ–37		Chlorit (819)		Minnesotait (800)		Chlorit (860a)		Poznám.
I	d	I	d	I	d	I	d	
1	14,0					8	13,7	
3	9,3			10	9,53			
3	7,07	8	7,12			10	6,94	
2	4,75			2	4,77	9	4,646	
2	3,56	8	3,559			10	3,505	
3	3,46							Anhydrit
2	3,13			5	3,177			
10	2,52	10	2,571	3	2,524	6	2,539	
1	2,090					9	1,993	
1	1,800	2	1,800					
1	1,613	6	1,593			7	1,560	

Výsledky spektrálnej analýzy:

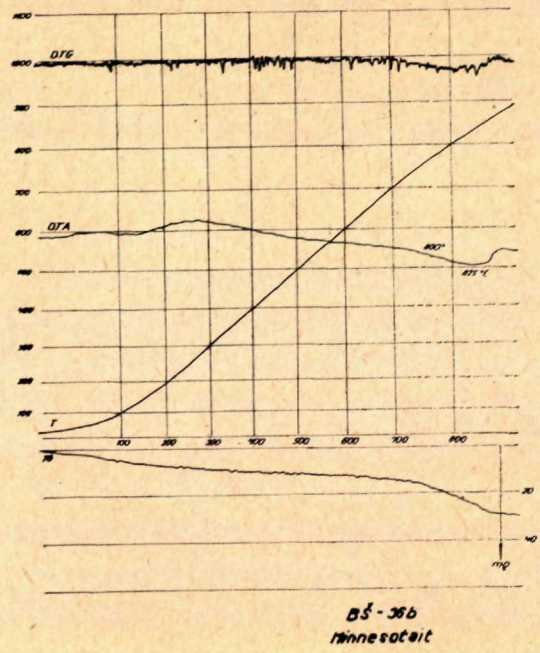
	Nad 1 %	1–0,1 %	0,1–0,01 %	0,01–0,001 %	Problemat.
BŠ–37	Ca, Mg Fe Si	Al Na	Mn K Zn	Ag B Co Ti Ge Bi Cu Ni Sb Sn Pb	Cr Zr

RTG dáta minnesotaitu:

BŠ – 36b		Minnesotait (Mich. 800)		Poznámky:
I	d	I	d	
10	9,4	10	9,53	
2	4,66	2	4,77	
2	4,56			
1	4,43			
3	3,50	1	(3,50)	Anhydrit
6	3,12	5	3,177	
2	3,00			Kalcit
0,5	2,70	1	2,750	
1	2,58	1	2,651	
1	2,50	3	2,524	
0,5	2,40	2	2,397	
		1	2,312	
0,5	2,26	2	2,215	
		1	2,112	
0,5	2,08	2	2,005	
1	1,86	2	1,917	

Spektrálna analýza minesotaitu:

	Nad 1 %	1–0,1 %	0,1–0,01 %	0,01–0,001 %	Problemat.
BŠ – 36b	Fe Ca Mg Si	Mn	Al Zn Na	Co Sr Ni Ge B K Ti Cu Zr	Ag, Bi Ga Pb, Sn



Michejev (1957) uvádza takýto vzorec minnesotaitu:

$(Fe^{+2}, Mg)_3 \cdot [OH]_2 \cdot \{Si_4O_{10}\}$

Čistý minnesotait identifikoval som vo vzorke z Alžbeta prekopu (1,5 m pred m. b. 21). Ide o Fe-odrodu mastenca. Makroskopicky bola vzorka šedozelená, vo výbruse sa podobá mastencu. Vo výbruse je minnesotait bezfarebný, so slabozeleným pleochroizmom. Vyznačuje sa rovnobežným zhášaním a pozitívnym charakterom zóny. Má pomerne vysoké interferenčné farby. Výbrus je tvorený skoro čistým minnesotaitom (Chm–, 2 V=0).

DT krivka minnesotaitu má monotónny priebeh. Pozorovať plochú, málo výraznú exotermu pri 300 °C a výraznejšiu plochú endotermu okolo 825 °C. Poslednou endotermou, ako aj celým priebehom je blízka pyrofylitu, uvádzanému v práci A. Földvári — M. Vogl (1958).

Minnesotait bol opísaný zo železorudných ložísk Minnesoty, oblasť Mesabi. V samotnej Štiavnici dosiaľ zistený nebol. Zatiaľ je tu uvádzaná talkizácia (J. Michalenko — J. Pastor — M. Koděra, 1967). Tiež pyrofylit uvádza Koděra v malom množstve z vápenca vo Ferdinand štôlni. V našom prípade hovorí proti mastencu a pyrofylitu chemické zloženie vyplývajúce zo spektrálnej analýzy a mikroskopické štúdium.

Rudné minerály skarnových telies

Magnetit. Je najhojnejším rudným minerálom skarnov v oblasti hodrušsko-vyhnianskej. Tvorí často samostatné šošovky celistvého magnetovca, v ktorom sa vyskytujú relikty nerudného skarnu. Najvýznamnejšie také šošovky sú Klokoč a Treiboltz. Časté sú prípady páskovitých textúr, so striedaním pásikov magnetitu s nerudným skarnom (epidotový, chloritový, menej granátový). Magnetitové šošovky sa vyznačujú zrnitosťou 0,01—0,1 mm, prípadne ide o magnetit celistvý, masívny. Hrubšie zrnitý magnetit obyčajne vypĺňa priestory medzi granátovými zrnami a vyznačuje sa zonálnou stavbou. V mnohých prípadoch pozorovať zatláčanie granátu magnetitom. Magnetit vniká do centra granátového zrna, pričom vonkajšia zóna granátu ostáva neporušená, najčastejší je však prípad, že magnetit preniká po styku granátových zŕn. Niekedy pozorovať pseudomorfózy magnetitu po granáte. V iných prípadoch magnetit vypĺňa dutiny medzi drúzami zonálneho granátu. Tento magnetit je potom viazaný na pukliny, prerážajúce granátom.

Mladší magnetit sa vyskytuje v lištovitej forme a v nej zatláča lišty spekularitu často s prstovitým usporiadaním. Zatláčanie hematitu mušketovitom je úplne nepravidelné, nemožno pozorovať postup tohto procesu ani po lištách, ani v smere kolmom ku lištám. Mušketovit sa vyskytuje aj v páskovitých textúrach.

Najmladší magnetit sa vyskytuje na žilkách spolu s kalcitom, na ktorých je kalcit mladší ako magnetit.

Okrem toho býva magnetit vtrúsený vo forme zŕn v základnej hmote rôzneho charakteru (nerudný skarn, mramory, atď.). V tomto prípade javí snahu po idiomorfnom vývoji. V mikroskope pozorovať najčastejšie prierezy šesťuholníkového tvaru (rombický dodekaéder). Tieto magnetitové zrná ukazujú obyčajne kostrovitý vývoj. Na obvode jednotlivých magnetitových zŕn pozorovať niekedy obrubu jemnozrnného penninu s levandulovo-modrými interferenčnými farbami. Na vonkajšej strane je obruba penninu s lupienkami orientovanými kolmo na povrch zrna. Pozorovať aj prípady, že pennin preniká po puklinách v magnetite, pričom vytvára lupienky kolmé na priebeh pukliniek.

Výskyt magnetitového skarnu možno pozorovať, aj keď značne zriedkavejšie, aj v Banskej Štiavnici. Konkrétne ide o vzorku BŠ—13, v ktorej už bol identifikovaný diopsidický skarn. V mikroskope pozorovať frontálne zatláčanie karbonátu diopsidom. Makroskopicky pozorovať, na styku karbonátu a diopsidického skarnu, zónu tvorenú epidotom. S ním asociuje magnetit. Tento výskyt magnetitového skarnu v Ban. Štiavnici nie je ojedinelý. J. Michalenko—J. Pastor — M. Koděra (1967) uvádzajú tiež magnetitový skarn v asociácii s karbonátmi.

Hematit je po magnetite druhým najdôležitejším rudným minerálom. Časť hematitu sa vylúčila na konci magnetitovej etapy a prejavuje sa zatláčením magnetitu. Martitizáciu pozorovať niekedy len mikroskopicky pri veľkom zväčšení, keď hematit tvorí povlaky na magnetite dosahujúce hrúbku len jeden mikrón. Hematit je na rozdiel od magnetitu sivobiely, v prechádzajúcom svetle hematitové povlaky ukazujú červené reflexy. Magnetit je svetlosivý s hnedým odtieňom. Hematit okrem povlakov preniká do magnetitu sústavou jemných žiliek po puklinách. V niektorých prípadoch tvorí hematit lem na obvode celého magnetitového zrna.

Hlavná masa hematitu sa vylúčila po magnetitovej etape v samostatnej etape. Hematit tejto etapy je vyvinutý prevažne vo forme spekularitu, ktorý sa vyznačuje lištovitou stavbou, vytvárajúc samostatné polohy, alebo sú lišty rozptýlené v nerudnom skarne, alebo sa zhlukujú v paralelnom alebo vejárovitom usporiadaní. Niekedy sa tieto lišty koncentrujú v dutinách, na obvode lemovaných granátom. Dochádza tu k nádhernému vejárovitému usporiadaniu spekularitu. Lišty spekuritu dosahujú až 3,5 mm a prenikajú do granátu. Inokedy hematit tvorí lupienky s určitým usmernením. Lupienky sú niekedy priesvitné, červené, slabo pleochroické. Usporiadanie lupienkov je chumáčovité. Tieto hematitové chumáče zatláčajú nerudný skarn tvorený wollastonitom a to tak, že hematitový lupienok preráža viacerými lupienkami wollastonitu. Spekularit je vylúčený niekedy na okraji magnetitu lúčovite do nerudného skarnu. Ku koncu hematitovej etapy došlo k mušketovitizácii hematitu. Najmladší hematit sa vyskytuje na žilkách vo forme spekularitu v asociácii s kalcitom.

Zaujímavé sú hematitové lišty a trsy vejárovite usporiadané, tvoriace pravdepodobne výplne dutín v magnetite. Trsy sú článkované a z väčšej časti sú zatláčané od obvodu do stredu červenkavohnedým karbonátom, pri skrížených nikoloch výrazne anizotrópnym. RTG dáta tohto materiálu ukázali, že ide najskôr o Fe-karbonát, najbližší ankeritu z Kremnice (R. Kúšik, 1968) v asociácii s hematitom a magnetitom.

RTG dáta červenkavohnedého materiálu:

K—17a		Ankerit (Kúšik 1968)		Hematit (Michejev 243a)		Magnetit (Michejev 319)		Poznámka:
I	d	I	d	I	d	I	d	
2	3,13							?
3	2,88	10	2,86					
3	2,61			10	2,69			
8	2,46			10	2,51	10	2,54	
3	2,40	6	2,38					
3	2,24	7	2,17	6	2,20			
4	2,06	7	2,00			7	2,098	
4	1,891			7	1,842			
5	1,678			8	1,692			
7	1,594	4	1,553			9	1,612	
8	1,465			7	1,481	9	1,479	
4	1,404			7	1,455			

I keď sa makroskopicky i mikroskopicky zdá, že karbonát v trsoch prevláda, na RTG zázname sa výraznejšie uplatnil hematit a magnetit. Pokiaľ ide o genézu karbonátu metasomatickou cestou z hematitu možno uvažovať redukciu

Fe^{+3} na Fe^{+2} prostredníctvom CO, ako uvádza V. A. Vachrušev (1965) pri vzniku magnetitu z hematitu:

$$3\ Fe_2O_3 + CO \rightleftarrows 2\ Fe_3O_4 + CO_2$$

Prínos Mg sa dial zrejme z pôvodných karbonátov, keďže Ca a Mg z karbonátov sa javí značne pohyblivé a javia sa najdôležitejšími činiteľmi ovplyvňujúcimi endoskarnové prejavy.

Pyrit je najrozšírenejším minerálom zo sulfidov. Najvýznamnejšie znaky pyritu sú:

1. Viazanie na puklinky a odtiaľ preniká do magnetitu, kde vytvára šmuhy.
2. Viazanie pyritu v prípade páskovitých textúr na nerudné partie.
3. Tvorenie hniezd skoro čistého pyritu znečisťovaného len v malej miere chloritom.
4. Tvorí výplň dutín v granátite.
5. Pyrit niekedy asociuje s chloritom, pričom sa vyskytuje na obvode chloritových zhlukov.
6. Nakoniec treba uviesť všeobecný výskyt pyritu v rozptýlenej forme v horninách rôzneho druhu (nerudné skarny, mramory).

Na ložisku Treiboltz-západ tvorí pyrit hojne sa vetviace žilky s priebehom pozdĺž líšt mušketovitu, pričom vytvára často zdureniny a podieľa sa na výplni pórov. Stred póru vypĺňa kremeň, na obvode je pyrit.

Chalkopyrit. Najčastejšie sa vyskytuje na ložisku Klokoč, kde tvorí makroskopicky výrazne pozorovateľné impregnácie jednak v granátovom skarne, prípadne v magnetite i erláne. Na ložisku Treiboltz západ je dosť hojný v asociácii s pyritom. Na lokalite Treiboltz—stred tvorí chalkopyrit roztratené zrná v magnetite, alebo tmelí magnetitové zrniečka. Na Treiboltzi—východ tvorí roztrúsené zrniečka, zatláčajúce magnetit, alebo obaľuje pyritové zrná, prípadne preráža vo forme žiliek magnetitom. Ináč bol výskyt chalkopyritu zistený v rôznych vrtoch, obyčajne v asociácii s pyritom, niekedy aj magnetitom a hematitom.

Sfalerit a galenit sa vo významnejších koncentráciách vyskytujú len na ložisku Klokoč. Prevláda tu sfalerit nad galenitom. Tvoria tu výplne dutín spolu s kalcitom a kremeňom, prípadne impregnácie ako chalkopyrit.

Na Treiboltzi—stred, vo vrte V—131 v hĺbkach 38,6 a 64,4 m, boli zistené dve polohy s polymetalickým zrudnením. Ide predovšetkým o nepravidelné zrniečka sfaleritu, pozorovateľné mikroskopicky v nerudnom skarne, len zriedkavo v magnetite. Galenit je pozorovateľný len pri veľkom zväčšení ako zatláča sfaleritové zrniečka.

Markazit som pozoroval na ložisku Treiboltz—východ, kde sa navzájom prerastá markazit s pyritom. Zatiaľ čo pyrit sa vyznačuje idiomorfne obmedzenými plochami na styku s kalcitom (kocky a pod.), markazit nejaví snahy po idiomorfnom obmedzení, tvorí výplň puklín v magnetite.

V asociácii s pyritom pozorovať aj prítomnosť kovelínu (Treiboltz—stred) a tiež chalkozínu (Treiboltz—východ, západ). Na poslednej lokalite je zatláčaný chalkopyrit chalkozínom a to na obvode zrna. Chalkozín má svetlomodrú farbu, pôsobením KCN tmavie, až černie, pôsobením HNO_3 sa stáva modrejší.

Nakoniec treba uviesť výskyt limonitu, ako sekundárneho produktu, vznikajúceho oxidáciou rôznych Fe^{+2} obsahujúcich minerálov, či už rudných (napr. pyrit), alebo nerudných (ankerit, siderit, atď.).

Genetické závery

Záverom možno uviesť, že v oblasti štiavnického ostrova sme svedkami rozsiahlych exokontaktných premien, zatiaľ čo endokontaktná metamorfóza sa prejavila menej výrazne. Toto silne kontrastuje s ultrabázikami Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré boli totálne serpentinizované, naproti tomu ich exokontaktné prejavy sú pomerne nepatrné. Rozdielnosť väzí pravdepodobne v tom, že kyslejšie intrúzie majú väčší obsah prchavých zložiek, ktoré podmieňujú (popri teplote a tlaku) metasomatické procesy v okolných horninách. Úloha prchavých zložiek spočíva v tom, že ony sú nositeľmi prvkov ako Fe, Si, Al, ktoré sú hlavnými komponentmi a karbonát je o ne obohatený pri metasomatóze.

Vychádzajúc z chemického zloženia karbonátov obklopujúcich skarny, uzatváram, že z 18. chemických analýz karbonátov len málo postihnutých rekryštalizáciou (mramorizáciou), zodpovedá 9 vzoriek dolomitu vždy s určitým podielom vápnitej zložky a obyčajne aj zložky slienitej, prípadne kremitej. Osem vzoriek pripadá vápencu s dolomitickou a tiež aj slienitou prímesou a len jedna vzorka predstavuje dolomitický slieňovec slabovápnitý.

Naproti tomu zo 17. chemických analýz nerudných skarnov vyplýva, že priemerný obsah Al_2O_3 a SiO_2 sa pohybuje v hraniciach zodpovedajúcich priemernému obsahu týchto zložiek u slieňovcov. Naproti tomu je tu značne vyšší obsah Fe, z čoho vyplýva, že hlavným komponentom prinášaným z magmatického zdroja počas skarnového štádia bolo Fe. Keďže prevaha metasomaticky zmenených karbonátov nemala zloženie slieňovcov, nutne sa musí pripustiť aj prínos Si, Al.

Ako príklad uvediem vzorku V—168/18 (211,00—211,70 m) s nasledujúcim zložením:

SiO_2 = 29,54	CaO = 13,73
Al_2O_3 = 7,21	MgO = 8,51
Fe_2O_3 = 15,57	TiO_2 = 0,47
	P_2O_5 = 0,17

Ide o chloritový skarn tohto minerálneho zloženia: 41 % chlorit; 18 % kremeň; 25 % kalcit + aragonit. Spolu: 84 percent. Zvyšnú časť, podľa chemickej analýzy, tvorí hematit.

Vychádzajúc z mikroskopického štúdia je zjavné, že na mramorizované karbonáty je len veľmi zriedka viazaný rudný materiál. Zrudnenie sleduje predovšetkým polohy, ktoré predtým podľahli skarnizačným procesom, teda polohy nerudných skarnov. Môže to súvisieť s tým, že pri skarnizácii vznikajú minerály s vyššou špecifickou váhou, t. j. minerály s hustejšou kryštalickou mriežkou. Toto má za následok vznik pórovitosti v skarnoch, čo usnadňuje difúziu rudných roztokov. Podľa literárnych údajov pripadá počet puklín u vápenca na 1 m—3, kým v skarnoch až sedem (Rozanov — Timčenko, 1965). Z uvedeného vyplýva, že pri pôsobení tlakov sa budú skarny chovať ako veľmi krehké horniny, zatiaľ čo vápence sa plasticky deformujú.

Zo štúdia materiálu, ktorý bol mineralogicky vyhodnotený v predchádzajúcej časti, vyplýva, že skarnizácia v mnohých prípadoch zachováva pôvodné textúrne znaky sedimentu. V dôsledku toho vznikajú páskované textúry vytvárané striedaním pásikov chloritu a epidotu, prípadne epidotu a magnetitu (dosť výrazne vyvinuté na ložiskách Klokoč a Treiboltz). Inokedy pôvodný sediment tvorený striedaním lamín karbonátu a ílovca dal vznik aktinolitu (na úkor karbonátu) a z ílovca vznikol jemnozrnný až kryptokryštalický materiál šedých interferenčných farieb. Z toho dôvodu sa nesmie opomenúť význam selektívnej metasomatózy pri skarnizačných procesoch.

Pokiaľ ide o teploty kryštalizácie diskutovaných minerálnych asociácií, posledné experimentálne výskumy Winklera (1967) ukazujú, že fácia albit-epidotických rohovcov začína trochu pod 400 °C; fácia amfibolických rohovcov začína pri 520—540 °C, pri tlaku 500—2000 barov; fácia ortoklas-kordieritických rohovcov začína pri 580—630 °C a pri tlaku 500—2000 barov. Ku tvoreniu forsteritu môže dochádzať len v metamorfitoch bez kremeňa za podmienok fácie amfibolických až ortoklas-kordieritických rohovcov. Hyperstén sa zas tvorí za podmienok ortopyroxénovej subfácie ortoklas-kordieritických rohovcov. Diopsid, wollastonit a granát sa môžu tvoriť pri týchto podmienkach, ako tiež pri podmienkach fácie amfibolitických rohovcov. Za podmienok fácie albit-epidotických rohovcov sa tvorili: aktinolit, tremolit, epidot, chlorit, serpentín, flogopit, minnesotait, greenalit, atď. Prvé dva amfiboly prirodzene v prvom rade za fácie amfibolických rohovcov.

Trochu vyššie teploty kryštalizácie skarnov uvádza Žarikov (1965) a to pre magneziálne skarny magmatického štádia 600—1000 °C, pre skarny postmagmatického štádia 450—600 °C a pre vápnité skarny uvádza široké rozpätie od 400—900, niekedy až do 1000 °C, pre kontaktne-infiltračné vápnité skarny uvádza teplotu od 400—600 °C. Tvorenie rúd prebieha podľa termometrických meraní a podľa paragenézy pri 250—300 °C, až 500 °C.

Pokiaľ ide o opisovanú asociáciu chlorit-minnesotait-greenalit, vznikla táto z montmorillonitu kampilského slienitého vápenca (Kúšik, 1969) zrejme za prínosu Fe.

Doručené: 10. 9. 1971
Doporučil: Cyril Varček

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

BURIAN J. A KOL., 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť B. Štiavnica. Manuskript — Geofond, Bratislava.
FÖLDVÁRI A. — VOGL M., 1958: The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting. Acta geol. Hung., Tom V., Budapest.
HEJTMAN B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. Praha.
IVANOVA V. P., 1961: Termonogrammy mineralov. Zap. vses. min. obšč. Časť 90, Vyp. 1.
KODĚRA M., 1960: Predbežná správa o mineralogickom výskume skarnového ložiska Vyhne—Klokoč. Manuskript.
KÚŠIK R., 1968: Kremnica Sb. Záverečná petrograficko-mineralogická správa so stavom k 1. 9. 1963, Manuskript — Geofond, Bratislava.
KÚŠIK R., 1969: Príspevok k poznaniu ílovitých horninotvorných minerálov mezozoika centrálnej časti bansko-štiavnického rudného revíru. Minerália slovaca, roč. I, č. 3—4 Spišská Nová Ves.
KÚŠIK R., 1970: Onkolity z intraformačných brekcií triasového podložia neovulkanitov v Banskej Štiavnici. (V tlači).
MICHALENKO — PASTOR J. — KODĚRA M., 1967: Geologická správa o vyhľadávacom prieskume žilno-metasomatického Pb, Zn, Cu (S, Au, Ag) zrudnenia na ložisku Banská Štiavnica — I. etapa, za obdobie od 1. I. 1965 — 1. VII. 1967. Manuskript, Geofond, Bratislava.
MICHEJEV V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Moskva.
ROZANOV Ju. — TIMČENKO J. P., 1965: Izmenenija uprugich svojstv gornych porod pod vlijanijem postmagmatičeskich procesov. Geol. rud. mestor., Tom VII, No 6. Moskva.
STRUNZ H., 1962: Mineralogičeskije tablicy. Preklad z nemčiny. Moskva.
ŠALÁT J., 1950: Kontaktné horniny z okolia Hodruše. Geol. zbor., č. 1., Bratislava.
ŠAMAJOVÁ E., 1966: Granate der kontakt-metasomatischen Lagerstätte bei Tisovec. Geol. zbor. XVII/2, Bratislava.

VACHRUŠEV V. A., 1965: Mineralogija, geochimija i genetičeskije grupy kontaktovo-metasomatičeskich železorudnych mestoroždenij Altae-Sajanskoj oblasti. Moskva.
WINCHELL A. N. — VINCHELL H., 1953: Optičeskaja mineralogija. Moskva.
ZÁBRANSKÝ F., 1969: Skarnové ložiská v oblasti štiavnického ostrova. Mineralia slovaca, roč. I, č. 3—4. Spišská Nová Ves.
ŽARIKOV V. A., 1965: K razvitiju teorii procesov skarnoobrazovanija. Geol. rud. mestor., Tom VII, No 4. Moskva.

Mineralogy of Contact Metamorphites of the „Štiavnica Island"

RUDOLF KÚŠIK

The mineralogy of contact metamorphites bound to the contact of granodiorite to quartz diorite with sedimentary complexes (essentially of Mesozoic complexes) is much variegated. As the highest-temperature mineral forsterite was identified, corresponding to high-temperature up to magmatic stage. To lower-temperature minerals pyroxenes belong, represented by diopside, which is most abundant, less abundant is rhombic pyroxene-hypersthene. Very abundant are also amphiboles, of which Mn tremolite was identified in Banská Štiavnica, however, actinolite is the most abundant. One of the minerals found most frequently at occurrences of skarns is garnet of the grossularite — andradite order. In the Hodruša — Vyhne area it is very abundant, in Banská Štiavnica rarer. Two groups (generatioms) of garnet were distinguished, that of isotropic and anisotropic garnet. In the second group two subgroups were distinguished.

Associated with garnets vesuvianite is found. Wollastonite also belongs to this group of minerals formed in the facies of amphibolic to pyroxenic hornfelses. At the minerals of the epidote-zoisite group up to four generations were distinguished: 1. Fine grained, little individualized epidote mass. 2. Hypidiomorphically delimited epidote forming coarser grained masses and clusters in the first generation. 3. Hypidioblastic small crystals of epidote found in the form of druses in cavities. 4. Epidote forming veinlets.

At the boundary of the facies of amphibole and albite-epidote hornfelses, however, mostly to the latter one, minerals like tourmaline, biotite, from feldspars albite and adular, also minerals like phlogopite, chlorites (of penninite-leuchtenbergite order respectively clinochlore) may be ranged, then minnesotaite, pyrophyllite, greenalite, antigorite; to the detriment of clay minerals of the original sediments sericite originated. Carbonates are relict ones of forming veinlets. The following minerals were found of them: calcite, aragonite, dolomite, ankerite, siderite. Quartz also partly belongs to relict minerals respectively is present on veinlets. Rarely chalcedony and lutecite are to be observed. To the relict minerals also anhydrite belongs.

Translated by J. Pevný

K článku R. Kušíka: Mineralógia kontaktných metamorfitov štiavnického ostrova



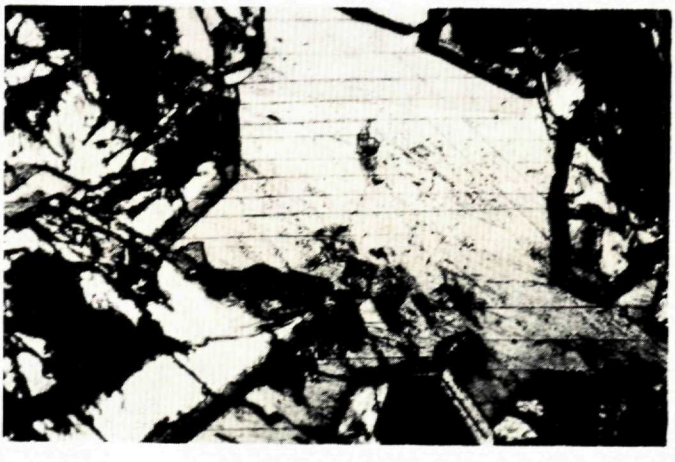
Obr. 4.: Granát a epidot v mramorizovanom kalcite na styku s granodioritom. B. Štiavnica. Výbrus VŠ—5/10, nik. ×, zväčš. 66×.

Fig. 4.: Garnet and epidote in marmoritized calcite at the contact with granodiorite. Banská Štiavnica. Thin section VŠ—5/10, nicols ×, magnif. 66×.



Obr. 5.: Granátovec. Granát tvorí typické šesťboké prierezy, v dutinách kalcit. Treiboltz. Výbrus K—23a nik. ×, zväčš. 66×.

Fig. 5.: Garnetite Garnet forming typical hexagonal cross sections, in the cavities calcite. Treiboltz. Thin section K—23a, nicols ×, magnif. 66×.



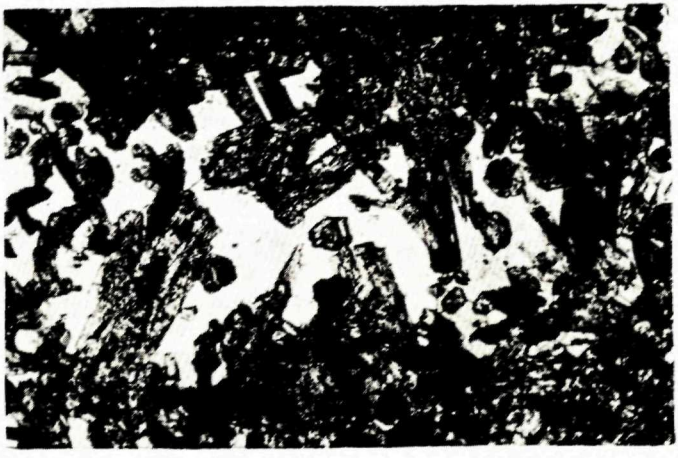
Obr. 6.: Hypidioblastické kryštáliky granátu v dutinách. V strede kryštálikov granát izotrópny, na obvode anizotrópny. Stred dutiny vyplnený kalcitom. Vyhne. Výbrus K—1, nik. ×, zväčš. 66×.

Fig. 6.: Hypidioblastic small crystals of garnet in cavities. In the centre of the crystals the garnet is isotropic, at the periphery anisotropic. The centre of the cavity is filled in with calcite. Vyhne. Thin section K—1, nicols ×, magnif. 66×.



Obr. 7.: Wollastonit. Vyhne. Výbrus K—19, nik. ×, zväčš. 105×.

Fig. 7.: Wollastonite. Vyhne. Thin section K—19, nicols ×, magnif. 105×.



Obr. 8.: Epidotovec. V strede dutiny kalcit. Vyhne. Výbrus K—4a, nik. ×, zväčš. 66×.

Fig. 8.: Epidotite In the centre of the cavity calcite. Vyhne. Thin section K—4a, nicols ×, magnif. 66×.



Obr. 9.: Drúza albitu v dutine vyplnenej kalcitom. Jemnozrnná hmota predstavuje diopsid. B. Štiavnica. Výbrus BŠ—13, nik. ×, zväčš. 66×.

Fig. 9.: Druse of albite in cavity filled in with calcite. The fine grained mass represents diopside. Banská Štiavnica. Thin section BŠ—13, nicols ×, magnif. 66×.

K článku R. Kušíka: Mineralógia kontaktných metamorfitov štiavnického ostrova



Obr. 10.: Brekcie chloritu i anhydritu obaľované chloritom s kolomorfnou štruktúrou, i greenalitom. B. Štiavnica. Výbrus BŠ—37, nik. ×, zväčš. 66×.

Fig. 10.: Breccias of chlorite and anhydrite enveloped with chlorite of colloform structure and greenalite. Banská Štiavnica. Thin section BŠ—37, nicols ×, magnif. 66 ×.



Obr. 11.: Oválne úlomky karbonátu i anhydritu, obaľované greenalitom, základná hmota kalcit a anhydrit. B. Štiavnica. Výbrus BŠ—37, nik. ×, zväčš. 66.

Fig. 11: Oval breccias of carbonate and anhydrite enveloped with greenalite, groundmass calcite and anhydrite. Banská Štiavnica. Thin section BŠ—37, nicols ×, magnif. 66×.



Obr. 12.: Minnesotait. B. Štiavnica. BŠ—36, nik. ×, zväčš. 66 ×.

Fig. 12.: Minnesotaite. Banská Štiavnica. BŠ—36, nicols ×, magnif. 66×.

Vodné dielo Madunice a režim termálnych vôd v Piešťanoch

(2 obr. v texte)

AUGUSTÍN REBRO*

L'influence de l'ouvrage hydraulique de Madunice sur les sources thermales de Piešťany

Les sources thermales de Piešťany chargées d'hydrogène sulfuré, chaudes 67—70 °C, étaient négativement influencées par les nouvelles conditions hydrologiques de l'ouvrage hydraulique construite à Madunice. L'auter a étudié ces influences et dans cette contribution, il présente les résultats de ses études. Les imluences négatives, apparaissant pendat les trois années de marche de l'ouvrage hydraulique, étaient éliminées par les interventions protectrices. Mais il faut toujours conserver certaines conditions de stabilisation pour éviter la progresion des influences négatives sur les eaux thermales situées dans le Néogène ou Quatermaire.

Existencia svetoznámych kúpeľov Piešťany a najmä ich rast je závislý na optimálnom využití sírnych termálnych vôd v kvalitatívnom i kvantitatívnom aspekte. Je známe, že optimálne využitie vôd v komplikovaných štruktúrach si vyžaduje zložité výskumné a prieskumné práce, ktoré majú za cieľ zistiť možnosti zvýšenia exploatačných množstiev pri zachovaní kvality vôd v žriedlovej štruktúre.

Režim termálnych vôd v Piešťanoch má okrem prírodných komplikácií aj umelé ovplyvnenia, ktoré sťažujú riešenie problému optimalizácie exploatačných množstiev. Je to predovšetkým vplyv vodného diela Madunice so stálym účinkom zvýšenej hladiny povrchových vôd — trvalej umelej povodne a vplyv nerovnomernej exploatácie termálnych vôd z kvartérnych vrstiev termálnej oblasti.

Riešenie tohto problému si preto vyžaduje nielen mimoriadne dlhý čas, ale zainteresovalo aj celý rad odborníkov — hydrogeológov, geofyzikov, geochemikov, hydrológov a hydrotechnikov.

Cieľom tohto príspevku je poukázať predovšetkým na vplyvy vodného diela Madunice s ich účinkami na režim termálnych vôd v rôznych geologických pozíciách termálnej oblasti. Nebudú sa tu analyzovať vplyvy exploatačné, pretože tieto možno autoritatívne upravovať a zmenšovať na minimum, resp. na optimum. Poukážeme však na ne, keď sa v minulosti podieľali extrémnymi hodnotami na negatívnom ovplyvnení celkového režimu termálnych vôd.

* Augustín Rebro, Piešťany, IGHP — Kúpeľný ostrov.

Hydrogeologické pomery

Piešťanská termálna oblasť je na úpätí juhozápadných svahov Považského Inovca. Žriedlovú štruktúru tvorí termosifón (M. Maheľ 1950), ktorého zostupnú vetvu predstavujú sedimentárne horniny obalu jadra Inovca — triasové vápence a dolomity — a výstupné cesty zlomy. Staršie — pozdĺžne (katlovský) majú smer SV—JZ a mladšie priečne, ktoré ich križujú v smere JV—SZ. Vystup termálnych vôd na povrch sprostredkujú predovšetkým priečne zlomy. Tieto najmä v miestach, v ktorých pretínajú staršie pozdĺžne zlomy, vytvárajú optimálne podmienky pre výstup vôd.

Geologická stavba výverovej oblasti je veľmi komplikovaná v smere vertikálnom i horizontálnom. Hydrogeologický prieskum termálnej oblasti v r. 1953—1967 objasnil dosť podrobne túto stavbu. Tvorí ju lokálna hrásť s najvyššie vysunutou kryhou mezozoika (50 m od terénu) pod južnou časťou Kúpeľného ostrova (Trajan, V—1, V—4a, V—8). Stupňovité poklesy jednotlivých krýh smerujú na ZSZ i JV až do hĺbky 120 m na okraji Kúpeľného ostrova. V smere SSV je pokles veľmi výrazný. Vo vrte G—11 pri Dominovej kolonáde je mezozoikum až v hĺbke 177 m. V smere JZ dosahuje pokles pod Krajinským mostom hĺbku 70 m (KH—7, KH—8) a pokračuje ďalej.

Negénne sedimenty tejto časti žriedlovej štruktúry umožňujú v bazálnych polohách akumuláciu termálnej vody s tlakovým režimom. Výstup termálnych vôd na povrch cez nepriepustné vrstvy pelitov (podľa najnovších výskumov — panón) je obmedzený na otvorenejšie zlomové pukliny a veľmi porušené vrchné vrstvy neogénu (zlepence a pieskovce), cez ktoré takmer voľne komunikuje termálna voda do štrkových, pieskových a bahenných naplavenín kvartéru. V nich sa režim termálnych vôd zapája do režimu obyčajných podzemných vôd.

Termálna voda sa vo svojom originálnom stave objavuje v centre termálneho areálu, kde bola od pradávna využívaná v studniach Crato, Torkos, Trajan, Pro Patria a v koryte Obtokového ramena. Miesta výverov zodpovedajú umiestneniu najvyššie vyzdvihnutej kryhy a juhovýchodnej poklesnutej kryhy, ktorá má najotvorenejšie výstupové cesty s termálnou vodou najvyššej teploty (69,5 °C) a piezometrickej úrovne. Cestu k povrchu sprostredkujú tu priečne zlomy.

V ostatnej časti kvartéru termálnej oblasti sa termálna voda rozlieva a mieša s obyčajnými vodami, presakujúcimi z Váhu a Obtokového ramena alebo s obyčajnými vodami prúdiacimi zo severnej časti Kúpeľného ostrova. Zmeny hladín týchto vôd ovplyvňujú režim termálnych vôd priamo, a to v kvartérnych naplaveninách, a nepriamo v neogéne. Geologické predpoklady pre tieto ovplyvnenia sú evidentné, pretože kvartérne náplavové vrstvy v nádrži i v termálnej oblasti sú hrubé 6—25 m a na neogénne akumulačné priestory sa ovplyvnenie prenáša cez výstupové cesty tlakovým impulzom, vytvoreným zvýšenou hladinou povrchových a podzemných vôd v kvartéri.

O akumulácii termálnych vôd v neogéne možno hovoriť iba pri najvyššie vysunutej kryhe a v juhovýchodnej poklesnutej kryhe. Priepustnosť v bazálnych pieskovcoch a zlepencoch je tu puklinová a iba na niektorých miestach aj pôrovitá. V ostatných poklesnutých kryhách možno hovoriť iba o periférnom rozptyle termálnych vôd, ktorý je úmerný tlakovým pomerom akumulácie v neogéne. Rozptyl bol zistený predovšetkým v južnej a západnej časti. V severnej, resp. SSV časti termálnej oblasti (G—11) boli v poklesnutej kryhe zistené iba stopy rozptylu termálnej vody už schladenej. Hranice rozptylu termálnej vody v južnej a západnej časti termálnej oblasti nie sú známe.

Teplotné pomery v zvodnených polohách jednotlivých krýh sú rozdielne. Najteplejšie vody (69,5 °C) boli zistené v juhovýchodnej poklesnutej kryhe, ktorá je ďalej na juhovýchod obmedzená vyzdvihnutou kryhou (A. Rebro 1970). V najvyššie vysunutej kryhe centra termálnej oblasti je teplota rozdielna od 67,2 °C (V — 1, V — 4a) do 68 °C (V — 8, V — 7). Možno predpokladať, že táto kryha nie je celkom kompaktná, ale že je tektonicky rozdelená na viacero menších krýh s veľmi malým vertikálnym posunom.

Žriedlová oblasť pred vybudovaním vodného diela Madunice

Hydrologické podmienky v žriedlovej oblasti Piešťan boli ešte donedávna, približne do r. 1950 celkom prírodné. Až hydrotechnické zásahy — úprava Obtokového ramena, výstavba vodného diela Madunice, výstavba hatí, Záchytného drénu — a hydrogeologické zásahy — vŕtanie prieskumných a záchytných objektov — boli umelými prvkami, ktoré ovplyvnili režim žriedla.

Režim podzemných vôd v kvartéri termálnej oblasti sa už pred druhou svetovou vojnou sústavne sledoval pomocou siete pozorovacích objektov na celom Kúpeľnom ostrove a priľahlých brehoch Váhu i Obtokového ramena. Výsledky pozorovania mal k dispozícii O. Hynie, ktorý v tom čase s Ľ. Fabiánom vyhodnocoval zmeny režimu podzemných i povrchových vôd v celej žriedlovej oblasti. Z tohto vyhodnocovania je prístupný teraz iba elaborát Ľ. Fabiána (1965), ktorý slúžil ako podklad pre vypracovanie projekčných návrhov hydrotechnických stavieb v žriedlovej oblasti pri vybudovaní vodného diela Madunice.

Predpokladáme, že z výsledkov tohto pozorovania vyplynuli aj ďalšie hydrologické a hydrogeologické posudky O. Hynieho, Sukovitého, vypracované pre projektanta vodného diela v r. 1956. Posudky zneli veľmi priaznivo pre vodné dielo, pretože ich autori mali k dispozícii hydrologické hodnoty, ktoré aj pri vyšších stavoch povrchových vôd boli v termálnej oblasti, pokiaľ nešlo o priamu záplavu termálneho centra, veľmi výhodné. Nikto z autorov nepočítal s nepriaznivými účinkami trvalého zvýšeného stavu povrchových vôd — umelej povodne — na režim termálnych vôd.

Pred vybudovaním vodného diela už v r. 1956 a 1957 sa navrhla a vybudovala sieť nových pozorovacích objektov termálnych vôd a začalo sa pravidelné denné sledovanie hydrologických parametrov v týchto objektoch. Všetky objekty boli umiestnené v termálnej oblasti. Zaviedlo sa aj kontinuálne sledovanie pohybu hladiny povrchových vôd i podzemných termálnych a obyčajných vôd v kvartéri.

Pri vyhodnocovaní a porovnávaní zmien režimu termálnych vôd berieme za základ výsledky pozorovania na novej sieti pozorovacích objektov.

Za pôvodnú hydrogeologickú situáciu možno v podstate pokladať situáciu pred rokom 1958. Aj keď už v týchto rokoch bolo upravené Obtokové rameno a bol otvorený terciérny obzor termálnej vody (vrty V—1, V—4a, sondy „G"), vplyv tohto zásahu nebol v kvartérnom obzore zistený. V tomto čase prevládala dlhodobe ustálená rovnováha medzi povrchovými vodami a podzemnými termálnymi i obyčajnými vodami. Ich vzájomná spojitosť bola bez umelých zábran. Prejavovali sa tu aj extrémne výkyvy v časovej zhode. V málozrážkových obdobiach vo Váhu a v Obtokovom ramene bolo zaplnené vodou iba úzke dno prúdnic, hladina klesla pod absolútnu výšku 156,00 m n. m. (Jadran). V týchto časoch si hladina podzemnej vody na Kúpeľnom ostrove udržiavala vyššiu úroveň — do 156,50 m n. m., so spádom ku takmer prázdnym korytám Váhu a Obtokového ramena. V Obtokovom ramene bola obnažená väčšina plochy ložisiek bahna, v ktorom bolo možné vidieť najmä v strednej časti Obtokového ramena

naproti liečebnému domu Pro Patria kráterové blúdivé vývery termálnej vody. Na týchto miestach boli maximálne predpoklady pre homogenizáciu vážskeho bahenného sedimentu a aj pre oxido-redučné či mikrobiálne procesy v premene obyčajného bahna na liečivé.

Hlavným zdrojom termálnej vody bola v tom čase studňa Trajan. Do nej bol zapojený aj voľný preliv termálnej vody zo záchytných vrtov V—1 a V—4a (cca 13 l/sec.). Teplota vody tu dosahovala 67,3 °C a výdatnosť čerpanej vody cca 30—60 l/sec stačila kryť i pri nepravidelnej exploatácii spotrebu kúpeľnej prevádzky, ba i vedľajšiu spotrebu na priame vykurovanie liečebných domov Pro Patria, Napoleon, Irma, Františkove kúpele, garáži atď. a na napĺňanie bazénov kúpaliska Eva. Ako výpomocný zdroj termálnej vody bola v tom čase studňa Pro Patria, z ktorej sa však čerpalo pomerne málo, v priemere cca 150 m^3 denne.

V obdobiach vysokých stavov povrchových vôd štrkopieskové náplavy miestami veľmi dobre priepustné (priemerné k = 5.10^{-3} m/sec) a stará spletitá už nevhodná kanalizačná sieť umožnili rýchly prenik chladných vôd až do centra Kúpeľného ostrova. Podľa pozorovania studne Trajan si však centrum termálnej oblasti udržiavalo svoje teplotné optimum, kým nenastal príliv chladných vôd cez kanalizačné potrubie alebo z povrchu.

Tento stav podľa prístupnej dokumentácie sa nijako nezmenil ani po otvorení terciérneho obzoru teriem s napätou hladinou (171,40 m n. m.). Presnejšie vymedzenie korelácií znemožnilo priame zapojenie prelivu hĺbkových objektov V—1 a V—4a do studne Trajan, ktorá sa takto stala zbernou studňou. Je prirodzené, že za takéhoto stavu bola exploatačnou základňou studňa Trajan a zmena režimných parametrov termálnych vôd v kvartéri sa pociťovala ako existenčné ohrozenie prevádzky kúpeľov.

Prvé zmeny sa objavili až v r. 1958—1959 pri výstavbe Dolnej hate a Záchytného drénu, kedy nastal veľký rozptyl termálnych vôd vo smere JZ (k Váhu). Vo využívaných zdrojoch termálnej vody, vybudovaných v kvartéri, boli vtedy výhodné teplotné pomery.

Liečivý peloid — Piešťanské bahno — sa v týchto časoch doloval ešte ručne. Náhrada odobratého bahna bola naturálna, s prevažujúcim vážskym ílovým, ale miestami aj štrkovým sedimentom. Zrenie bahna prebiehalo z veľkej časti už v Obtokovom ramene a len na dozrievanie sa transportovalo do zrecích bazénov.

Hĺbkové termálne objekty V—1 a V—4a v tomto čase mali stabilnú teplotu 67,4 °C a ich spoločná výdatnosť sa pohybovala cca 15 l/sec. Obsah H_2S bol v nich cca 8,5 mg/l, kým v studni Trajan bol pred zapojením V—1 a V—4a iba 3,5 mg/l.

Projektant vodného diela (dnes Hydrokonzult n. p. Trenčín) v snahe zaistiť ochranu režimu termálnych vôd a tvorbu liečivého peloidu navrhol ochranné stavby, ktoré sa aj vybudovali. Je to predovšetkým Záchytný drén na ľavom brehu Váhu medzi kúpaliskom Eva a Krajinským mostom s celkovou dĺžkou 471 m, ktorý má za úlohu odvádzať priesakové vody z Váhu a udržiavať hladinu podzemnej vody na Kúpeľnom ostrove vo výške približne 157,50 m n. m. Päť vetiev Záchytného drénu (I. II. IV. proti smeru toku Váhu) zachytáva priesaky vody vo výške 157,00—157,77 m n. m. Súbežný zberač vôd z vetiev drénu je osadený vo výške 156,00 m n. m. Prirodzene, štrkové naplaveniny v týchto miestach siahajú hlbšie, na kótu 150,00 m n. m. až 135,00 m n. m.

Dolná a Horná hať na Obtokovom ramene majú za cieľ udržiavať hladinu vody v ramene podľa predpokladu projektu na výške 157,20—30 m n. m., aby sa umožnila tvorba liečivého bahna v prírodných podmienkach. Obe hate umož-

ňujú napúšťanie kalných vôd z Váhu do Obtokového ramena na sedimentáciu plavenín. Zároveň chránia počas povodňových stavov nasedimentované bahno pred odplavením.

Zmeny v režime termálnych vôd po vybudovaní vodného diela

Výstavba ochranných stavieb Dolnej hate a Záchytného drénu pôsobila na žriedlovú oblasť drenážnymi účinkami. Dolná hať je založená až na neogénnom pieskovcovo-zlepencovom podklade, ktorý je hodne porušený a v puklinách zvodnený sírovodíkovou termálnou vodou. Teplota vody tu dosahuje 46 °C. Hoci výdatnosti nie sú tu veľké, iba cca 1,5 l/sec, predsa existencia prívodových ciest termálnej vody indikuje nebezpečenstvo možnosti nežiadúceho rozptylu teriem alebo infiltrácie obyčajných vôd do žriedlovej oblasti.

Drenážne účinky sa objavili aj pri výstavbe Záchytného drénu. Vo viacerých miestach výkopovej jamy sa pri odčerpávaní objavili prítoky termálnej vody až 45 °C. Intenzita prítokov sa stále zvyšovala. Pod ich vplyvom nastal posun rozptylu termálnych vôd vo smere JZ, a to nielen v okrajových podmienkach, ale aj v centre termálnej oblasti.

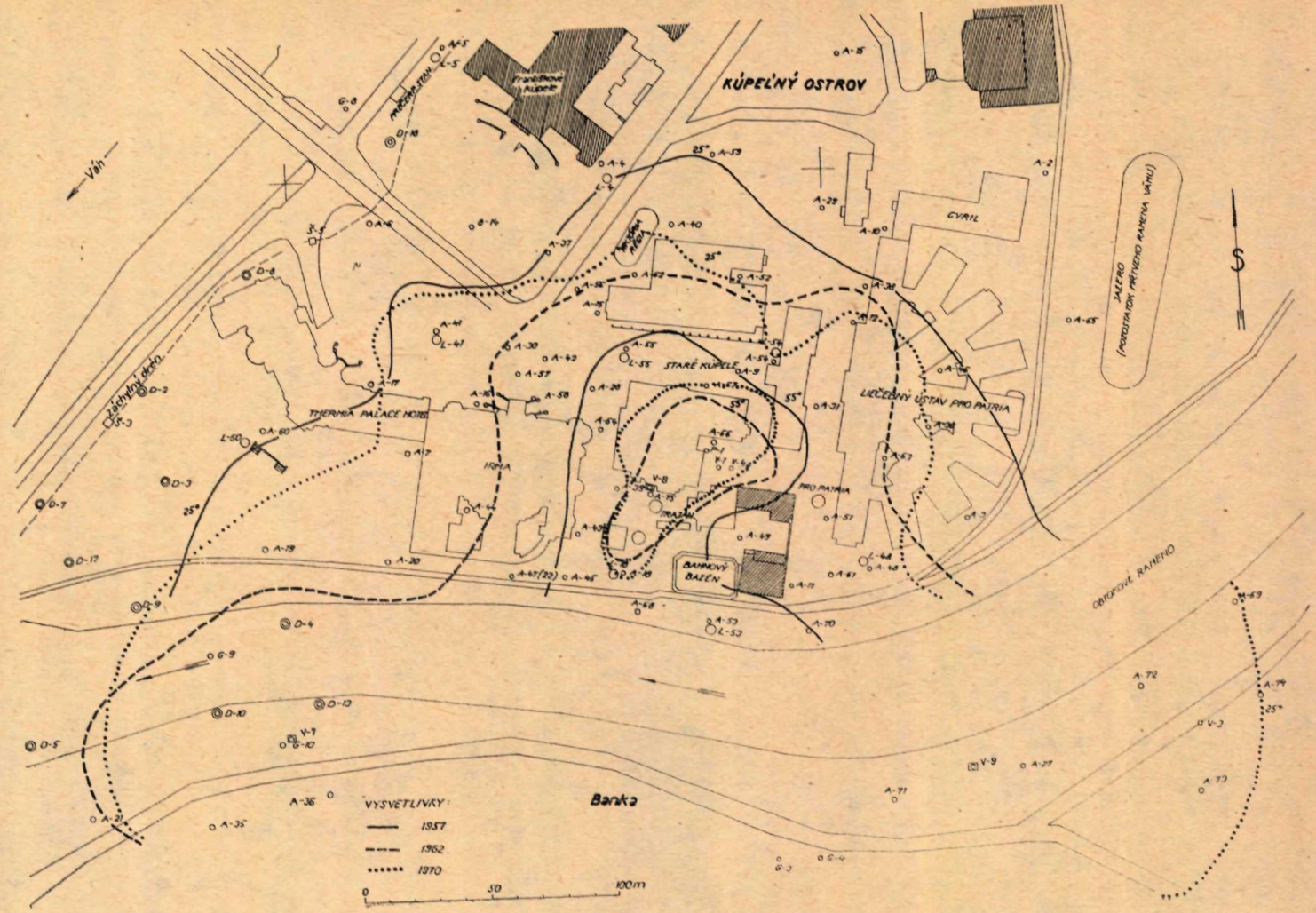
Presný dosah drenážnych účinkov na režim termálnych vôd nebolo možné stanoviť. Možno ich však porovnávať s účinkami opačných vplyvov, najmä zvýšenia hladiny povrchových vôd po napustení vodnej nádrže, ale s tým rozdielom, že vplyv zvýšenej hladiny Váhu a Obtokového ramena je trvalý a predchádzajúce vplyvy iba dočasné.

Na zisťovanie zmien režimu termálnych vôd a povrchových vôd sme si volili štatistické metódy, ktoré zodpovedajú dlhodobe a pomaly sa prejavujúcim zmenám fyzikálnych vlastností — najmä teploty termálnych vôd. Zároveň s týmto ukazovateľom sme rovnako sledovali aj zmeny kvantitatívne v povrchových vodách i v podzemných vodách. Pre dlhodobý vývin sme volili metódu dlhodobých priemerov (dekáda, mesiac, rok). Nezanedbali sme pritom ani hodnotu singulárnych údajov a pri porovnávaní hodnôt nám poslúžili najmä hodnoty extrémne. Okrem tejto globálnej úlohy sme v priebehu času riešili aj iné čiastkové úlohy, napr. priebeh povodňových vĺn podľa singulárnych stavov a vplyv exploatácie studne Trajan na rozptyl termálnych vôd podľa singulárnych stavov i dlhodobe.

Porovnávanie dlhodobých priemerov má opodstatnenie preto, že v priebehu hydrologického roka sa na režime termálnych vôd v kvartéri uplatňujú aj sezónne faktory — klimatické podmienky, najmä zmeny teplôt vzduchu v priamom i nepriamom pôsobení.

Prevádzkové napĺňanie vodnej nádrže sa začalo dňa 14. I. 1960. Prakticky už odvtedy možno datovať sústavný pokles teplôt v pozorovacích objektoch. V r. 1960 tento pokles postihol výrazne iba okrajové pozorovacie objekty. Termálne centrum so studňou Trajan sa dostalo do poklesovej zóny až v r. 1961. Studňa Trajan i napriek tomu, že boli do nej zaústené voľné prelivy termálnej vody z hĺbkových studní — vrtov V—1 a V—4a so stálou teplotou 67,4 °C a s výdatnosťou (už zvýšenou) cca 15 l/sec, prejavila najmä v období zvýšenej spotreby termálnej vody cez zimné obdobie značný pokles teploty vody — na 53,8 °C. Pokles teplôt v termálnom centre bol sprevádzaný čiastočným únikom, resp. posunom teplôt vo smere JV ku obci Banka. V tomto čase sa začínajú v koryte Obtokového ramena objavovať nové termálne vývery s teplotou až 63,0 °C. Aj pozorovacie objekty na ľavej strane Obtokového ramena majú vyššiu teplotu.

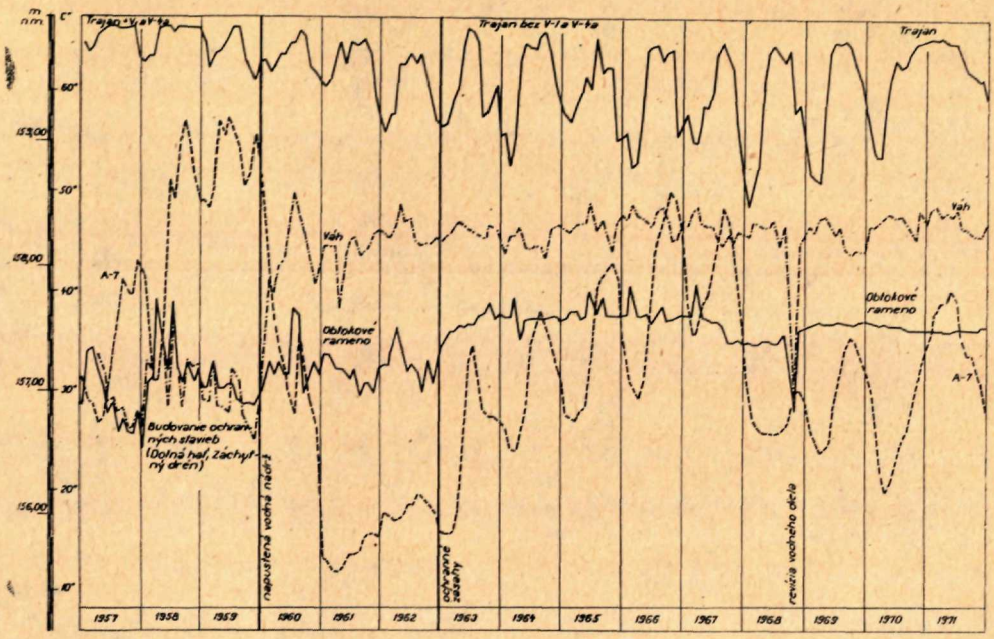
V priemerných ročných hodnotách dvadsiatich sond termálneho centra poklesla


KÚPEĽNÝ OSTROV
Váh
CVIČIŠTE
STARÉ KÚPELE
THERMIA PALACE HOTEL
LIEČEBNÝ ÚSTAV PRO PATRIA
PRO PATRIA
BAZÉNOVÝ BAZÉN
CVIRIL
JAZERO (PÔVODNÝ PREVENÝ RAMENA VÁHU)
OBTOKOVÉ RAMENO
Banka
VYSVETLIVKY:
1957
1962
1970
0
50
100m

teplota v r. 1960 o 0,5 °C, v r. 1961 o 2,5 °C a v r. 1962 o ďalších 2,8 °C. V decembrových priemeroch je tento úhrnný pokles od r. 1960 do 1962 až 9,0 °C. Dôležité je, že paralelne s týmto poklesom priemerných teplôt sa jasne prejavil aj pokles extrémnych teplôt v tejto oblasti, v maximálnych i minimálnych hodnotách.

Zmeny v režime termálnych vôd v náplavových vrstvách Kúpeľného ostrova boli, ako vidieť z priložených grafov progresívne a koncom roka 1962 boli také kritické, že hrozil nedostatok dostatočne horúcej termálnej vody pre zimné obdobie. Studňa Trajan, hoci bola doplňovaná termálnou vodou z hĺbkových studní V—1 a V—4a, mala v decembri 1962 teplotu vody 56,5 °C v celomesačnom priemere a minimálna teplota tu dosiahla hodnotu 50,8 °C.

Pokles teplôt možno však pozorovať nielen v termálnom centre, ale ešte výraznejšie v sondách s teplotou vody 20—40 °C a aj v sondách s teplotami do 20 °C. Za tri roky prevádzky vodného diela Madunice poklesla teplota vody v sondách do 40 °C o 17,6 °C v priemere a v sondách s teplotou do 20 stup-



Obr. č. 2. **Priebeh hladín Obtokového ramena a zmeny teplôt na okraji (A—7) a v strede termálnej oblasti (Trajan).**

Fig. 2. The course of the levels of the river Váh, of the Obtokové rameno r. (Flowing-around stream) and alterations in temperature on the periphery (A—7) and in the centre of the thermal area.

←

Obr. č. 1: **Termoizohypsy priemerných ročných teplôt z charakteristických období;** pred vybudovaním vodného diela Madunice (1957), v roku najväčšieho ovplyvnenia (1962) a po relatívnej stabilizácii (1970).

Fig. 1. Thermoisohypses of the mean annual temperatures from characteristic seasons; before the constructium of the Madunice dam (1957); in the year of the greatest influence (1962), and after the comparative stabilization (1970).

ňov Celzia (okrajové) o 11,0 °C v priemere. (V jednotlivých okruhoch sa porovnávajú vždy tie isté sondy i keď presahujú občas uvádzané medzné hodnoty.)

Priemerné hodnoty vylučujú do veľkej miery prvok prírodnej variability režimu termálnych vôd. I keď určitú toleranciu ročných rozdielov musíme pripustiť aj z tohto hľadiska, predsa dosiahnuté hodnoty zmien režimu termálnych vôd v piešťanskej žriedlovej oblasti v rokoch 1960 až 1962 sú nesporné.

Z kvantitatívnych hodnôt je dôležité uviesť hodnoty podzemných vôd v termálnej oblasti. Hladina podzemných vôd na Kúpeľnom ostrove za Záchytným drénom dosiahla výšku 157,70 m n. m., teda asi o 1,20 m vyššiu, ako bola pred napustením vodného diela. Hladina Obtokového ramena sa podľa projektu udržiavala na výške 157,20—30 m n. m. Hladina Váhu sa v priemere pohybovala cca 158,30 m n. m. (Jadran).

Prvky ovplyvnenia režimu termálnych vôd

Autor jedného z hydrogeologických posudkov na projektované vodné dielo Madunice O. Hynie (1966) priznáva, že „zmeny žriedlového režimu, vyvolané energetickým zdvihnutím hladiny Váhu začiatkom roku 1960 a usmernené piešťanskými pomocnými objektmi vodného diela sa prejavili inak a priebeh týchto zmien bol iný, ako sa predpokladalo".

V prvom rade treba mať na zreteli skutočnosť, že trvalé zvýšenie hladiny povrchových vôd vo vodnej nádrži má rozdielne účinky na režim termálnych vôd v kvartéri termálnej oblasti, ako krátkodobé povodňové stavy, ktorých výsledky boli k dispozícii pre expertské posudky. Uplatňujú sa tu dlhodobé účinky nielen hydrostatické, ale aj hydrodynamické. Zvýšenie hladiny povrchových a podzemných vôd má za následok zníženie výstupových množstiev termálnych vôd do kvartéru, a tým aj termické ochudobnenie týchto zvodnených polôh. Postupnosť zmien v režime termálnych vôd je dostatočne zdôvodniteľná rozsahom i veľkým hĺbkovým dosahom žriedlovej štruktúry.

Ďalším významným momentom je rozdiel výšky hladín povrchových vôd Váhu a Obtokového ramena, ktorý podmienil nepriaznivé prúdenie podzemných vôd na Kúpeľnom ostrove so spádom ku JV, teda k Obtokovému ramenu. Hladina Váhu po napustení vodnej nádrže v priemere 158,30 m n. m. zredukovaná účinkom Záchytného drénu na vnútornej strane zberača priesakových vôd na výšku 157,70 m n. m. umožňuje prejav drenážnych funkcií Obtokového ramena s nižšou hladinou cca 157,20—30 m n. m. Spád hladiny podzemnej vody, ktorý takto podmienil prúdenie v smere SZ — JV namiesto pôvodného kľudnejšieho prúdenia v smere SSV — JZZ, vytvoril aj podmienky pre posun teplôt v uvedenom smere.

K týmto tendenciám prispelo aj občasné znižovanie hladiny Obtokového ramena na výšku cca 156,80 m n. m. v čase dolovania bahna pomocou kalového čerpadla, a to 4—5 krát do roka s časovým rozpätím vždy dva až štyri týždne.

Prúdeniu podzemných vôd napomáha aj nedostačujúca funkcia drénu, najmä jeho štvrtej vetvy, ktorá bola vyššie osadená, ako bolo uvedené v projekte. Pri normálnych stavoch hladiny vody v nádrži táto vetva vôbec nedrénuje priesaky vôd. Jej vyústenie do zberača je vo výške 157,65 m n. m.

Za týchto podmienok aj depresia, vytvorená intenzívnym čerpaním termálnej vody zo studne Trajan, prispieva k zvýšeniu rýchlosti prúdenia (1800—2700 m^3/deň, depresia 30—40 cm).

Akumulácia termálnej vody v neogéne bola ovplyvnená nepriamo cez ovplyv-

nený kvartér. Zvýšenie hladiny povrchových vôd, najmä Obtokového ramena, kde sú blúdivé vývery termálnych vôd, a podzemných vôd v termálnej oblasti utlmilo čiastočne výstup termálnych vôd a tlakový impulz sa preniesol do polôh druhotnej akumulácie. Prejav tohto vplyvu možno pozorovať vo zvýšenej výdatnosti prelivu vrtov V—1 a V—4a z 13 na 15 l/sec. a v zníženej teplote i v menšom počte blúdivých vývervov termálnej vody v koryte Obtokového ramena (48 °C).

Ochranné zásahy

Nepriaznivý stav režimu termálnych vôd v nových hydrologických podmienkach a jeho praktický dosah na kúpeľnú prevádzku si vyžiadal okamžité riešenie.

Ako provizórny ochranný zásah začalo sa uplatňovať vylúčenie nevhodného hydraulického spádu hladiny podzemnej vody na Kúpeľnom ostrove zvýšením hladiny Obtokového ramena už v decembri 1962. Pretože sa ukázali pozitívne výsledky, prizvaní odborníci O. Hynie a kol. v máji 1963 tento zásah schválili a uznali ho za najvhodnejšie riešenie problému aj z hľadiska dlhodobého.

Vyrovnanie hladiny podzemnej vody a vylúčenie nevhodného prúdenia podzemnej vody na Kúpeľnom ostrove sa dosiahlo zvýšením hladiny vody Obtokového ramena na výšku 157,60 $\pm$ 5 cm n. m. za predpokladu, že hladina Váhu nebude dlhodobe prekračovať výškový priemer 158,30 m n. m. Týmto zásahom sa nevylučujú však spádové možnosti podzemnej vody približne vo smere S — J, ktoré treba pokladať za prirodzené.

Po realizácii tohto zásahu sme realizovali ďalšiu požiadavku, vylúčiť ovplyvnenie zvodnených vrstiev kvartéru termálnej oblasti termálnymi vodami z vrtov V—1 a V—4a. Osamostatnenie režimu termálnych vôd v kvartéri bolo nutné. Bolo by bývalo nesporne správnejšie, keby k takémuto spojeniu nebolo došlo vôbec. Účinky vonkajších vplyvov na režim termálnych vôd v kvartéri termálnej oblasti by sa boli mohli skôr a evidentnejšie identifikovať.

Po realizácii tejto úpravy sa už v prvom roku (1963) konštatovalo zlepšovanie teplotných pomerov v kvartéri centra termálnej oblasti. Teplota vody sa zvýšila v priemere o 0,5 °C. Toto zlepšovanie pokračovalo i v nasledujúcich rokoch. V r. 1964 bol vzostup teploty vody termálneho centra o 2,8 °C. V r. 1965 možno už hovoriť o určitej stabilizácii režimu termálnych vôd v kvartéri.

Pre stabilizáciu režimu vôd sme požadovali konštantný a neprerušovaný odber termálnej vody zo studne Trajan a vylúčiť exploatáciu studne Pro Patria s nižšími kvalitatívnymi i kvantitatívnymi parametrami. Prvá požiadavka sa nepodarila zaistiť doteraz. Exploatácia studne Pro Patria sa ukončila až v r. 1970.

Okrem toho bolo potrebné úplne stabilizovať hladinu Obtokového ramena. Podľa hydrologických analýz je Obtokové rameno, resp. jeho hladina, v súčasnosti najhlavnejším činiteľom zmien v režime podzemných vod v kvartéri i v neogéne.

Zvýšené napätie v polohe neogénnej akumulácie termálnej vody, zapríčinené zvýšeným hydrostatickým protitlakom povrchových vôd i podzemných vôd v kvartéri, hrozilo možnosťou nekontrolovaného úniku termálnej vody do periférnych oblastí a ochudobnením žriedlovej bázy kúpeľov. O. Hynie s kol. navrhol riešiť problém sústavou nových hĺbkových záchytných objektov — vrtov, ktoré by uvoľnili zvýšené tlakové pomery na báze neogénu a zároveň by poslúžili ako nové exploatačné objekty.

Návrh sa realizoval v rokoch 1964 až 1967. V rámci tohto návrhu sa vybudovali záchytné vrty V—7, V—8, V—9 a V—10. Z nich doteraz slúži svojmu

poslaniu iba vrt V—8. Funkcia vrtov V—7 a V—9 je iba čiastočná (uvoľnený preliv cca 0,3 l/sec.), hoci vrt V—9 má hydrogeologické predpoklady pre odvodnenie bázy neogénu zo všetkých záchytných objektov najväčšie. Správa kúpeľov totiž doteraz nevyriešila technický problém dopravy termálnej vody z týchto objektov do spotrebísk.

Perspektívy stabilizácie režimu termálnych vôd

Režim termálnych vôd v Piešťanoch je ovplyvnený rôznymi umelými zásahmi, ktoré ho dotvárajú a komplikujú. Nie je to iba v kvartérnych polohách, ale aj v neogéne. Prvky ovplyvnenia tohto režimu sú zväčša evidentné. Dokazujú to aj účinky ochranných zásahov, ktoré boli určené na odstránenie negatívnych prvkov ovplyvnenia.

Uviedli sme, že v r. 1965 možno už hovoriť o určitej stabilizácii termálnych vôd najmä v kvartéri. Nie je to obnovenie pôvodného stavu. Je to stav, ktorý možno akceptovať za daných pomerov z hľadiska kúpeľnej prevádzky i z hľadiska energetického. Vznikli síce nové komplikácie, najmä v tvorbe liečivého peloidu — Piešťanského bahna, ktoré sa budú musieť odstrániť — bude to jeden cieľ výskumnej úlohy S — 2 — 531 — 1, ktorú v súčasnosti riešia pracovníci VÚVH Bratislava, ale klady súčasného stavu režimu termálnych vôd prevažujú nad nedostatkami.

Nemožno povedať, že by sme sa mali úplne uspokojiť so súčasným stavom, pretože režim termálnych vôd nie je doteraz celkom stabilizovaný ani v kvartéri ani v neogéne. Svedčia o tom režimné hodnoty, ktoré sa ešte stále menia.

V kvartéri možno pozorovať aj po ochranných zasahoch pomalý, ale postupný pokles maximálnej teploty a pokles využiteľného množstva termálnej vody s teplotou nad 60 °C (obr. č. 2).

Rovnako možno v týchto polohách pozorovať negatívne prejavy nerovnomerného odberu termálnej vody zo studne Trajan. Stabilizácia režimu termálnych vôd si vyžaduje dôslednú stabilizáciu aj všetkých prvkov, ovplyvňujúcich tento režim, a to v takýchto hodnotách, ktoré by nezapríčiňovali progresivitu negatívnych zmien.

Režim termálnych vôd v neogéne tiež prejavuje určitú variabilitu, ktorá sa dotýka predovšetkým kvantitatívnych hodnôt. Výdatnosť je veľmi citlivá na zmeny v stave povrchových vôd a podzemných vôd v kvartéri. Ak teda platia požiadavky stabilizácie vplyvov na vody v kvartéri, tým viac treba dodržiavať túto požiadavku aj z hľadiska zachovania stability režimu vôd v neogéne.

Otázka stabilizovania známych vplyvov v prípustných hodnotách je tým naliehavejšia, že sa tu objavujú aj účinky dosiaľ neznámych ovplyvnení, ktoré sa ťažko zistia, ak nevylúčime variabilitu zmien známych vplyvov.

Perspektívne preto nemožno počítať s uvoľnením režimu povrchových vôd. Takýto postup by len znásobil nedostatky vzniklé po vybudovaní vodného diela.

Obavy z narušenia režimu termálnych vôd však nesmú viesť k zavrhnutiu hľadania cesty optimálneho využitia žriedla. Pokladáme za reálne využívať termálnu vodu v prevažných množstvách z druhotnej akumulácie v neogéne a z výstupových ciest. Nebude však ani vtedy možné upustiť od ochrany a stabilizácie termálnych vôd v kvartéri.

Doručené: 13. II. 1972
Doporučil: Anton Porubský

Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina

LITERATÚRA

FABIAN L., 1956: Hydrologický posudok sledujúci účel ochrany termálnych žriedel v Piešťanoch v spojitosti s výstavbou vodného diela v Maduniciach. Rukopis, Bratislava.
HYNIE O. a KOL., 1966: Záverečný hydrogeologický posudek o problémech piešťanského termálního zřídla, řešených do r. 1966, Rukopis, Praha.
MAHEĽ M., 1950: Pôvod minerálnych vôd v Piešťanoch. Geolog. zborník SAV-u, Bratislava.
REBRO A., 1970: Problémy piešťanskej termálnej oblasti. Mineralia slovaca č. 8, Spišská Nová

The Madunice Dam and the Regime of Thermae in Piešťany

AUGUSTÍN REBRO

Hydrosulphuric thermal waters in Piešťany exploited in the world-known spa are characterized by the spring structure of thermosiphons with their infiltration area situated on the south-western slopes of Považský Inovec Mt. As the ascending way (branch) of the thermosiphons serve NE — SW longitudinal faults and SE — NW transversal faults. Hydrogeological structure of the spring area — the present-day thermal area — is very complicated facilitating not only direct ascent of the thermal waters but also infiltration of surface waters into deeper layers.

The establishment of the dam in Madunice required hydrotechnical modification of the regime of the surface water of the river Váh and of the Obtokové rameno (Flowing-around stream). The level of the surface water raised by 1,2—1,5 m is unfavourable for the regime of thermal waters, especially in the Quaternary of the thermal area. The limited dispersion of thermal waters and decrease of temperature in the thermal centre followed, due to unfavourable circuit of underground waters because of unnatural gradient of the level of underground waters in the thermal area from the river Váh to the Obtokové rameno (Flowing-around stream) in SE direction.

Alterations in the surface and underground water levels affected accumulation of thermal waters in the Neogene strata. Increased confinement — besides increased yield from bore holes V — 1, V — 4a — indicates also uncontrolled escapes of thermae into the peripheries of the thermal area and elimination of exploitation perspectives.

Protection measures, such as stabilization and nivelization of the levels of underground and surface waters, serve for the stabilization of exploitation values and perspectives in the Quaternary strata, and for the stabilization of hydrostatic pressure affecting the accumulation of thermal waters in the Neogene strata.

New catchment objects V — 7, V — 8 and V — 9 serve for the release of raised confinement in secondary accumulation on the base of the Neogene. They are to prevent eventual escape of thermae into the surrounding rock environment.

The protection measures realized, the dispersion of thermal waters in the Quternary strata returned almost completely to the original extent. The exploitation values in the well Trajan in the Quaternary alluvia are lower, though.

Optimal exploitation values from the secondary accumulation are unknown so far. They will be found by the discharge test, just carried on.

Translated by Jassingerová

Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd

(2 tab. v texte)

ONDREJ FRANKO*

Sur la possibilité de l'utilisation de la chaleur terrestre par l'exploitation des sources hyperthermales en Slovaquie

L'auteur, en se basant sur la connaissance des structures hydrogéologiques profondes et des conditions géothermales, signale la découverte des nouvelles sources hyperthermales en Slovaquie. Il détermine 20 régions de perspective. Il étudie aussi les problèmes de leur exploration et prospection. Quant à l'utilisation de l'énergie thermique, l'auteur mets l'exemple de plusieurs états an évidence.

Vysoko rozvinutá priemyslová a poľnohospodárska základňa nášho štátu má nedostatočné zásoby zdrojov energie (hlavne v Slovenskej SR), za ktoré sú u nás doteraz považované hlavne pevné (uhlie), tekuté (ropa) a plynné (zemný plyn) palivá a taktiež naše, v absolútnej väčšine málo výdatné vodné toky. Nakoľko situácia v palivovo-energetickej základni nášho štátu nie je v poslednom období najpriaznivejšia, domnievam sa, že je potrebné hľadať a využiť nové domáce existujúce zdroje energie. Jedným z najperspektívnejších prírodných zdrojov energie na Slovensku je energia zemského tepla. Toto teplo možno využiť prostredníctvom jeho kvapalných nositeľov — termálnych vôd, ktoré predstavujú jeden z dvoch druhov geotermálnych zdrojov (para a termálne vody).

V úvode treba ešte podotknúť, že problém využitia geotermálnych zdrojov na celom svete sa už dvakrát prerokovával na sympóziách OSN, a to v roku 1961 a 1970. Za desaťročie medzi sympóziami sa dosiahol veľký pokrok nielen pri využití týchto zdrojov, ale sa rozvinuli mnohé vedné disciplíny spojené s komplexným riešením tejto problematiky (geotermia, geochémia, fyzika rezervoárov, zachytávanie, ťažba a rozvod geotermálnych roztokov, geotermálne inžinierstvo atď.). Je najvyšší čas zachytiť tento rozvoj aj u nás, aby sme nezaostávali za svetovým vývojom. Podmienkou tohto rozvoja je, aby sa urýchlene prikročilo k vyhľadávaniu a využívaniu týchto vôd, pretože len ich ekonomický prínos pre hospodárstvo si môže vynútiť rozvoj potrebných disciplín, ktoré budú potom upozorňovať na ďalšie možnosti využitia týchto zdrojov.

*RNDr. Ondrej Franko, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, Mlynská dol. 1.

Podmienky vzniku a rozšírenia termálnych vôd

Západné Karpaty, na území ktorých Slovensko leží, sú delené na 3 pásma, a to pásmo vonkajšie a vnútorné, ktoré sú od seba oddelené pásmom bradlovým. Termálne vody sú viazané hlavne na pásmo vnútorné.

Aby mohli termálne vody vôbec vzniknúť, sú k tomu potrebné hlavne určité vhodné geologické podmienky. Podľa O. Franka (1966, 1969) sú to:

1. Veľké zastúpenie a rozšírenie vhodných kolektorov podzemných vôd,
2. uloženie týchto kolektorov vo väčších hĺbkach a
3. spojenie týchto kolektorov s povrchom.

Tieto podmienky sú na území vnútorného pásma Západných Karpat veľmi priaznivo splnené. Všetky 3 uvedené podmienky sú potrebné pre vznik, doplňanie a ťažbu tzv. dynamických zásob termálnych vôd v prirodzených prameňoch, alebo z vrtov. Na vznik tzv. statických zásob však postačujú len prvé dve podmienky. Uvedené základné podmienky sa odrážajú v rôznych príčinách, ktoré ovplyvňujú väčšie alebo menšie zastúpenie a rozšírenie termálnych vôd v odlišných hydrogeologických štruktúrach, ich zásoby, produktívnosť prameňov a vrtov, fyzikálno-chemické vlastnosti atď. Sú to tieto príčiny. (O. Hynie 1953, M. Maheľ 1952, O. Franko 1970):

1. Existencia mezozoických karbonátických sedimentov (vápencov a dolomitov) v strednom a vrchnom triase, ktoré zaberajú rozsiahle územia.
2. Alpinotypná tektonika mezozoických súvrství, ktorá vytvorila ďalekosiahle vrásy, ponárajúce sa zo svahov pohorí do väčších hĺbok.
3. Mladé zlomy pozdĺžnych a priečnych smerov.
4. Existencia neogénnych sedimentov, prevažne pelitov s vrstvami psefitov a psamitov.
5. Germanotypná stavba neogénnych sedimentov s panvovitým uložením v panóne.
6. Mladotreťohorný vulkanizmus.
7. Priaznivé geotermické pomery.

Prvý faktor podmieňuje pomerne rovnomerné rozšírenie a veľké zásoby termálnych vôd. Termálne vody, viazané na karbonáty sú rozšírené takmer na celom území Slovenska. Maximálna výdatnosť prirodzených prameníšk (napr. Piešťany) a vrtov v zakrytých štruktúrach (napr. Kováčová) je okolo 50 l/sec. Maximálna sumárna výdatnosť viacerých prítokov do jedného vrtu (160 l/sec.) bola doteraz zistená v Bojniciach.

Druhý faktor podmienil spojenie akumulačných oblastí teriem s infiltračnými a vznik teriem s pomerne vysokými teplotami. Takto sú vytvorené podmienky pre existenciu dynamických zásob. Prirodzené pramene majú maximálnu teplotu 70 °C (Piešťany). Predpokladám, že vrtmi v tzv. zakrytých štruktúrach je možné získať termálne vody s dynamickými zásobami s teplotou až do 100 °C. V tých istých sedimentoch je však možné získať termálne vody so statickými zásobami teplé až 200 °C.

Tretí faktor podmieňuje výstup termálnych vôd z triasových karbonátov v prirodzených prameňoch na povrch a spolu s prvým faktorom pomáha rovnomernému rozloženiu prirodzených prameňov. Ako vidieť, prvé tri faktory sa vzťahujú k termálnym vodám pochádzajúcim z triasových karbonátov. Po chemickej stránke, pokiaľ ide o dynamické zásoby, (vody patria do hydrodynamickej zóny intenzívnej vodovýmeny) je na ne viazaný samostatný slovenský typ termálnych

sulfátovo-kalciových a bikarbonátovo-kalciových (sádrovo-zemitých) vôd (O. Hynie 1963) s mineralizáciou cca do 6 g/l. Chemický typ vody je za týchto hydrogeologických podmienok určovaný predovšetkým horninovým prostredím. Pokiaľ ide o prevažne, alebo celkom statické zásoby (vody patria do hydrodynamickej zóny — s obmedzenou vodovýmenou alebo bez nej — uzavreté), tu už nie je určujúcim faktorom chemizmu vôd horninové prostredie, ale paleohydrogeologické a *pt* podmienky. Vody sú prevažne chlorido-nátriového typu s mineralizáciou väčšinou do 30 g/l.

Štvrtý faktor podmieňuje rozšírenie termálnych vôd v Ipeľskej kotline, hlavne však v Podunajskej nížine (O. Franko 1969, I. Pagáč 1968, A. Porubský 1970). Termy sú viazané na bazálne konglomeráty a piesky eggenburgu, otnangu a badenu s výskytom na okrajoch pohorí, hlavne však na vrstvy pliocénnych pieskov v strede Podunajskej nížiny.

Piaty faktor spôsobil pokles bazálnych neogénnych psamitov a psefitov na okrajoch pohorí do väčšej hĺbky, takže vody v nich sú ohriate a prostredníctvom okrajov pohorí doplňované. Pánvovitá stavba centrálnej pliocénnej depresie v Podunajskej nížine, rozprestierajúca sa zhruba medzi Šamorínom, Abrahámom, Diakovcami a Kolárovom spôsobuje narastanie teploty vôd smerom do jej stredu a doplňovanie zásob vôd vrchnejších horizontov na jej okrajoch. Doteraz zistená maximálna výdatnosť neogénnych teriem z jednotlivých horizontov dosahuje na 1 vrt 2—5 l/sec s teplotou do 70 °C. Predpokladám však, že pri zachytení viacerých horizontov a v prípade potreby i zvýšení odberového napätia pomocou čerpania bude možné jedným vrtom získať podstatne viac vody (do 20 l/sec) s teplotou do 100 °C, ako je tomu v Maďarsku (T. Boldizsar 1970). Po chemickej stránke ide o bikarbonáto-nátriové až chlorido-nátriové vody s mineralizáciou do 10 g/l. Termálne vody v hlbších horizontoch budú mať pravdepodobne charakter statických zásob. *S ohľadom na rozlohu pliocénnej depresie a množstvo horizontov môžeme uvažovať o veľkých zásobách termálnych vôd v tejto oblasti.*

Šiesty faktor sa pravdepodobne podieľa na vytvorení priaznivých geotermických pomerov v oblastiach a zónach neovulkanitov a taktiež podmieňuje preplynenie viacerých termálnych vôd CO_2.

Siedmy faktor predstavuje vlastne znížené hodnoty geotermického stupňa (resp. zvýšené hodnoty geotermického gradientu) a zvýšené hodnoty zemského tepelného toku. Priemerný geotermický stupeň v územiach s termálnymi vodami má hodnotu cca 26 m/1 °C oproti celoslovenskému priemeru cca 31 m/1 °C (O. Franko 1971) a svetovému priemeru 33 m/1 °C v mladých sedimentárnych oblastiach. Priemerný zemský tepelný tok na Slovensku má hodnotu 2,13 μcal/cm^2 . s (V. Čermák 1968) oproti svetovému priemeru 1,58 μcal/cm^2 . s (W. H. K. Lee — S. Uyeda 1965). *Tieto priaznivejšie pomery umožňujú, v porovnaní s inými územiami s rovnakými hydrogeologickými pomermi, získať väčšie množstvo teplejších vôd.* Zatiaľ čo pri geotermickom stupni 33 m/1 °C možno z 1500 m hĺbky získať termy teplé okolo 52 °C, tak pri stupni 26 m až okolo 64 °C. Podobne, kým na ohriatie 50 l/sec. vody zo 7 °C na 50 °C treba pri zemskom tepelnom toku 1 58 μcal/cm^2 . s odobrať zemské teplo z plochy cca 136 km^2, tak pri toku 2,13 len z plochy cca 100 km^2.

Vymedzenie perspektívnych oblastí a štruktúr

Na základe súčasných všeobecných poznatkov o existencii nádrží termálnych vôd (O. Franko 1964, 1970), poznatkov a predpokladov o rozšírení mezozoických kolektorov v podloží nížin a kotlín vnútorného pásma Západných Kar-

Perspektívne oblasti a štruktúry pre vyhľadávanie termálnych vôd s teplotami nad 40 °C tab. č. 1.

1	2	3	4	5	6	7	8
Oblasť (štruktúra)	Kolektor	hĺbka kolektorov v m	geotermický stupeň v m/1 °C	ložisková teplota v °C	výdatnosť prelivu v l/s	mineralizácia g/l	typ chemizmu (podľa prevlád. aniónu a katiónu)
	1. zistený 2. predpokl.	1. zistená 2. predpokl.	1. v oblasti 2. priemerný	1. zistená 2. predpokl.	1. zistená 2. predpokl.	1. zistená 2. predpokl.	1. zistený 2. predpokl.
Záhorská nížina							
Lakšárska elevácia	1. dolomity	1. 1100—2000	1. 28,4	1. 70—81	1. 5,6—6,6 2. do 50	1. 5,2—6,6	1. Cl—Na (SO_4—Na)
Šaštínska elevácia	1. dolomity vápence	1. 2000—2800	1. 36,5	1. 88—90	1. 2,5 (25 ?) 2. do 50	1. 2,7—14	1. Cl—Na (SO_4—Na, HCO_3—Na)
Podunajská nížina							
Komárňanská vysoká kryha	1. vápence dolomity	1. 130—1150 2. 1150—2500	1. 26,6	1. 26—54 2. 54—100	1. 12—30 2. do 50	1. 0,7—2,7	1. HCO_3—Ca, SO_4—Ca
Trnavský záliv (Hlohovecká hrasť)	1. dolomity vápence	1. 1660—1800 2. 1800—2200	1. 35,2 2. 26	1. 77—80 2. 80—90	1. 1 2. do 50	1. 0,5—6,8	1. HCO_3—Ca (Cl—SO_4—Na)
Topoľčiansky záliv (Obdokovce)	1. dolomity	1. 2150—2500 2. 1500—2150	1. 30,2	1. 80—92 2. 60—80	hladina vody 126 m pod terénom	1. 4,5	1. SO_4—Na (HCO_3—Na)
Komjatická depresia (Vráble)	1. dolomity	1. 2480—2570	1. 30,2	1. 90	1. 8 (?) 2. do 50	1. 56,9—82,2	1. Cl—Na
Levická kryha (Pozba)	1. vápence	1. 1000—1600	2. 26	2. 50—70	1. 3,3—6,6 2. do 50	1. 12—19,2	1. Cl—Na (SO_4—Na)
Pliocenná centr. depresia	1. piesčité horizonty	1. 1000—3500	1. 26,6	1. 40—140	1. 2 2. do 20	1. 1—6	1. HCO_3—Na (Cl—Na)

pokračovanie tab č. 1.

1	2	3	4	5	6	7	8
Stredoslovenské neovulkanity							
Žiarska kotlina	2. karbonáty	2. 1400—4000	1. 20	2. 80—200	2. do 50	2. 1—10	2. SO_4-HCO_3-Ca, $Cl-Na$ (SO_4-Na)
Krupinská depresia	2. karbonáty	2. 600—900	1. 20	2. 39—54	2. do 50	2. 1—6	2. $HCO_3-Cl-SO_4-Ca$
Čajkovsko-Pukaneck depresia	2. karbonáty	2. 900—2000	1. 20	2. 54—100	2. do 50	2. 1—20	2. SO_4-HCO_3-Ca, $Cl-Na$ (SO_4-Na)
Bacúrovská depresia	2. karbonáty	2. 1400—1500	1. 20	2. 75—85	2. do 50	2. 1—20	2. SO_4-HCO_3-Ca, $Cl-Na$ (SO_4-Na)
Vnútorné kotliny							
Bánovská kotlina	2. karbonáty	2. 2000—3000 1. 1500	1. 20	2. 100—150	2. do 50	2. do 20	2. $Cl-Na$ (SO_4-Na)
Hornonitrianska kotlina	1. dolomity	2. 2200	1. 26,6	1. 64 2. 90	1. 13 2. do 50	1. 0,8 2. 1	2. SO_4-HCO_3-Ca
Rajecká kotlina	2. dolomity	2. 500—1500	2. 26	2. do 60	2. do 50	2. do 1	2. HCO_3-SO_4-Ca
Turčianska kotlina	1. dolomity 2. karbonáty	1. 1300—2000	2. 26	1. 58 2. 90	2. do 50	2. do 3	2. SO_4-HCO_3-Ca
Liptovská kotlina	2. karbonáty	1. 1200—3000	1. 25,3	2. 55—120	2. do 50	2. do 10	2. SO_4-HCO_3-Ca $Cl-SO_4-Na-Ca$
Rimavská kotlina	1. vápence	1. 800—1000	2. 26	2. 38—43	2. do 20	2. do 3	2. HCO_3-SO_4-Ca
Spišská kotlina	1. dolomity vápence	2. 1400	2. 26	2. 58	2. do 50	2. do 6	2. $HCO_3-SO_2-Ca-Na$
Košická kotlina (Ďurkov)	1. dolomity	1. 2140—3200 2. 400—3200	1. 20	1. 125—145 2. 30—145	2. do 10	2. do 30	1. $Cl-Na$ 2. SO_4 ($Cl-Ca-Na$)
Východoslov. nížina							
Štruktúra Beša—Čičarovce (Stretava)	1. andezity a ich pyroklastiká	1. 2600—2760 2. 2500—4000	1. 20 2.	1. 139 2. 125—200	1. 7 2. do 20	1. 13,4	1. $Cl-Na$

pát (v tzv. zakrytých štruktúrach) a neogénnych kolektorov, o veľkosti geotermického stupňa a výskyte termálnych vôd, môžeme vymedziť vhodné hydrogeologické štruktúry a oblasti pre vyhľadávanie nových zdrojov termálnych vôd s teplotami nad 40 °C. V nížinách boli tieto poznatky získané hlavne pri naftovom prieskume, vo vnútorných kotlinách zasa pri základnom geologickom výskume. Nádejné štruktúry a oblasti spolu so zistenými a predpokladanými ložiskovými teplotami a výdatnosťami teriem, ich mineralizáciou a chemickým typom (M. Michalíček 1966, 1971) sú uvedené v tabuľke č. 1.

Z uvedeného prehľadu vidieť, že ide o cca 20 perspektívnych oblastí a štruktúr. Do tohto počtu nie je zahrnutá hornostrhársko-trenčská priekopová prepadlina v Ipeľskej kotline a Humenský chrbát vo Východoslovenskej nížine, v ktorých možno získať nové zdroje termálnych vôd s teplotami do 40 °C. Dnešný pohľad na počet a perspektívnosť jednotlivých oblastí a štruktúr je určovaný súčasnými všeobecnými poznatkami a stupňom preskúmanosti. Z tohoto pohľadu môžeme určiť aj poradie ich nádejnosti, lepšie povedané poradie ich výskumu a prieskumu. Po každej stránke za najperspektívnejšiu oblasť môžeme považovať centrálnu pliocénnu depresiu v Podunajskej nížine. Zvodnenie, chemizmus a teplota hlbšie uložených horizontov boli informatívne overené viacerými vrtmi (napr. Abrahám—1, Diakovce—1, Kolárovo—3) pri naftovom prieskume (I. Pagáč 1968). Veľká nádejnosť tejto oblasti spočíva v jej veľkom plošnom rozsahu, misovitej stavbe, množstve horizontov, v ich dostatočnej teplotnej hĺbke a hlavne v pórovitej priepustnosti horizontov (piesky), čo dáva záruku na pozitívnosť takmer každého vrtu.

Nádejnosť oblasti bola potvrdená 2500 m hlbokým vrtom DS-1 v Dunajskej Strede. Z perforovaných 10. úsekov v intervale 2183—2474 m o celkovej hrúbke 71 m, vyteká z ústia vrtu 14,5 l/s vody, teplej 92 °C (B. Gažo — Z. Holéczyová, X/1971: Dunajská Streda — termálny vrt. Geofond — Bratislava).

V poradí na druhom mieste môžeme za veľmi perspektívne považovať niektoré oblasti a štruktúry tvorené triasovými karbonátmi, ktoré boli taktiež informatívne overené. Sem patria lakšárska a šaštínska elevácia na Záhorskej nížine, hlohovecká hrásť a komárňanská vysoká kryha v Podunajskej nížine. Z vnútorných kotlín sem patria Hornonitrianska, Turčianska a Rajecká kotlina. Do tejto istej skupiny môžeme zaradiť síce doteraz informatívne neoverené, ale predpokladáme, že podobne nádejné ďalšie vnútorné kotliny. Je to Liptovská a z oblasti stredoslovenských neovulkanitov Žiarska kotlina.

V poradí na treťom mieste môžeme za perspektívne označiť topoľčiansky záliv, komjatickú depresiu a levickú kryhu v Podunajskej nížine a z vnútorných kotlín košickú, ktoré sú informatívne overené, ale v porovnaní s prv uvedenými štruktúrami na Záhorskej a Podunajskej nížine menej preskúmané. Do tejto skupiny patria tiež čajkovsko-pukanecká, krupinská a bacúrovská depresia v stredoslovenských neovulkanitoch.

Do poslednej skupiny patria ostatné vnútorné kotliny a síce Bánovská, Rimavská a Spišská, ktoré sú buď geologicky alebo hydrogeologicky najmenej preskúmané.

Uvedené poradie je čisto geologického charakteru, takže ho možno pozmeniť na základe iných hľadísk. Domnievam sa, že jedným z rozhodujúcich je potreba, alebo záujem o využitie týchto vôd. Pôjde o to, aby termy boli získané pri sídliskách, priemyslových, poľnohospodárskych a turistických centrách, kde možno ich tepelnú i vodnú zložku najlepšie využiť.

Výskum a prieskum perspektívnych oblastí a štruktúr

Pri riešení problematiky využitia geotermálnych zdrojov sa z geologického hľadiska riešia dve na prvý pohľad samostatné, no v skutočnosti úzko spolu súvisiace úlohy. Prvou je geofyzikálny výskum priestorového rozšírenia zemského tepla. Ide o poznanie presných hodnôt geotermického stupňa, resp. gradientu, tepelnej vodivosti hornín a sedimentov a zemského tepelného toku.

Táto úloha sa na základe ideového projektu GÚDŠ začala riešiť od roku 1971 Ústavom užitej geofyziky v Bratislave (Ing. I. Marušiak, CSc. a kol.). Riešením tejto úlohy sa získavajú nielen podklady pre poznanie regionálneho rozloženia zemského tepla (zostrojenie rôznych máp pre odlišné úrovne a hĺbky zemskej kôry) a tepelného režimu zeme na našom území a ich korelácia so susednými štátmi, ale hlavne podklady pre vyhľadávanie nových štruktúr s geotermickými zdrojmi a geotermickú bilanciu. Získané poznatky sa nepriamo využívajú pri riešení hlbinnej stavby zemskej kôry, fyziky zeme, atď.

Druhou geologickou úlohou pri riešení využitia geotermálnych zdrojov je vyhľadávanie nových zdrojov termálnych vôd s teplotami nad 40 °C. V zmysle ložiskovom tu ide o vyhľadávanie geotermických ložísk.

Táto úloha sa na základe prv spomenutého ideového projektu GÚDŠ v Bratislave rieši od roku 1971 na tomto ústave (autor práce a kol.). Práca ústavu — vzhľadom na jeho poslanie — predstavuje len prvú etapu a to základné vyhľadávanie nádejných oblastí a štruktúr a ich hydrogeologický výskum. Druhou etapou bude hydrogeologický prieskum základným výskumom overených oblastí a štruktúr, ktorý bude realizovať IGHP, n. p., Žilina. Túto hydrogeologickú dvojetapovitosť treba nielen z hľadiska metodického, ale hlavne z hľadiska riešenia širokej škály základných geologických, tektonických, geofyzikálnych, geotermických a hydrogeologických problémov štruktúr a až na to naväzujúceho prieskumu, dodržať. Podobne ju treba dodržať aj z hľadiska ekonomického, nakoľko správne orientovaný a finančne čo najúspornejší, no pritom efektívny prieskum, je možné realizovať len na základe poznatkov získaných v etape základného výskumu. Úlohou základného hydrogeologického výskumu je okrem vyššie uvedeného riešenia základných problémov štruktúr, overiť ich pozitívnosť základnými vrtmi a z vrtov získať podklady pre výpočet základných hydraulických, filtračných a geotermických parametrov ako aj údaje o fyzikálno-chemickom, plynovom a mikrobiologickom zložení vôd.

Úlohou hydrogeologického prieskumu bude pozitívne štruktúry podrobne vrtmi v zmysle ložiskovom preskúmať a na základe výsledkov prieskumu realizovať správne rozmiestnené ťažobné vrty. Poslednou fázou prieskumu je odovzdať geotermálne ložisko do ťažby so stanovením režimu ťažby a kontroly tohto režimu ako aj režimu geotermálneho ložiska.

Ako je vpredu rozvedené, termálne vody sú u nás viazané hlavne na triasové vápence a dolomity a neogénne psamity a psefity. U neogénnych sedimentov s pórovou priepustnosťou je záruka na pozitívnosť takmer každého vrtu. Iné sú pomery v triasových karbonátoch. Vápence a dolomity majú krasovú a puklinovú priepustnosť. U vápencov sú najpriepustnejšie kaverny a zlomy. U dolomitov sú priepustné pukliny a najpriepustnejšie sú poruchové pásma. Z uvedeného vyplýva, že v karbonátoch nemáme záruky na dostatočnú pozitívnosť každého vrtu. Preto je v karbonátových druhohorných štruktúrach potrebné vrty situovať tak, aby navŕtali termálne vody na zlomoch, resp. poruchových zónach. Z tohoto hľadiska sú výhodnejšie dolomity (hlavne chočského príkrovu), pretože sú krehkejšie, takže je možné termálne vody navŕtať aj vo vlastných, zlomami neporušených dolomitických masívoch, ktoré sú porušené drobným systémom puklín a rozpadnuté na dolomitický piesok a drť, pričom i poruchové zóny sú v dolomitoch omnoho širšie ako vo vápencoch (O. Franko 1970). Takto porušené dolomitové masívy majú vlastne pórovú priepustnosť.

Medzi priaznivé oblasti s možnosťou získať termálne vody s teplotami nad 40 °C v triasových karbonátoch patria, ako som prv uviedol, aj vnútorné kotliny. Vo väčšine z nich však vyvierajú na ich okrajoch zo zlomov prirodzené

pramene teriem, s teplotami okolo 40—50 °C. Natíska sa tu potom otázka, či je možné z týchto kotlín získať teplejšie vody, ako je teplota prirodzených prameňov. Tu je potrebné uviesť, že teplota týchto prameňov s ohľadom na diferencovanosť teploty teriem v nádržiach je určovaná hĺbkou uloženia kolektorov v okrajových častiach kotlín (O. Franko 1964, 1970). Teplota vody prirodzených prameňov je ovplyvňovaná studenými podpovrchovými vodami vo výverovej oblasti a jej blízkom okolí ako aj výdatnosťou prameňov. Z tohto dôvodu sa vyhľadávanie teplejších vôd bude orientovať do najhlbších častí kotlín a nížin s prihliadnutím k vhodným štruktúrnym pomerom. Že je tento predpoklad reálny, uvediem na príklade 3. kotlín (tab. 2).

Tab. 2

kotlina	okraj kotliny	teplota vody °C	výdat. l/s	stred kotliny	teplota vody °C	výdat. l/s	rozdiel tepl. °C
Zvolenská	Sliač	33	5	Kováčová	48	50	15
Hornonitrianska	Bojnice	45	39	Koš	62	13	17
Turčianska	Turč. Teplice	42	25	Horná Štubňa	57	—	15

Z príkladu vidieť, že vo všetkých troch prípadoch bola vrtmi v strede kotlín, resp. v čiastkových depresiách zistená termálna voda o podstatne vyššej teplote (o 15—17 °C), ako je teplota prirodzených prameňov na okrajoch kotlín a u prvých dvoch kotlín i o dostatočnej výdatnosti (v Turčianskej kotline vrt nebol odskúšaný).

Ďalším problémom je hydraulický vzťah medzi prirodzenými prameňmi na okrajoch kotlín a novými navŕtanými termami v kotlinách. V tomto smere existujú len experimentálne poznatky zo vzťahu medzi termami Zvolenskej kotliny (Kováčová—Sliač) a levickej žriedlovej línie (Dudince—Malinovec). Podľa týchto skúseností je možno z kotlín odoberať určité množstvá teriem (napr. v Kováčovej 50 l/sec) bez narušenia prirodzených prameňov. V každom jednotlivom prípade môžu však dať odpoveď len čerpacie skúšky, režimové pozorovania a z nich odvodené hydraulické vzťahy.

Možnosti využitia nových zdrojov hypertermálnych vôd

Ako je všeobecne známe, na Slovensku sú termálne vody s veľkou tradíciou väčšinou využívané na liečenie. Novšie sa začali využívať v bazénoch na rekreovanie a športovanie. Tento druh využívania termálnych vôd sa v posledných rokoch veľmi rozšíril a v súčasnej dobe sa ešte rozširuje. V menšej miere sa využíva tepelná energia týchto vôd na vykurovanie skleníkov a v ojedinelých prípadoch na vykurovanie rôznych priestorov. Vo svete sa však tepelná energia týchto vôd využíva v ďaleko širšej miere.

Veľký pokrok sa v tomto smere dosiahol napr. v susednom Maďarsku. Boldizsár (1970) poukazuje na využitie hydrotermálnych zdrojov z panónskych pieskov na vykurovanie. Z vrtov hlbokých 1800—2000 m vyteká nízkomineralizovaná (2,2 g/l) voda s teplotou 85—95 °C. Priemerný vrt stačí na vykurovanie 1200 bytových jednotiek, prislúchajúcich verejných budov, plaveckých bazénov a zásobovanie domácností teplou vodou. V polroku 1969 bolo v Maďarsku vykurované termálnou vodou okolo 480 000 m^3 priestoru domových jednotiek a verejných budov. *Celková cena vykurovania termálnou vodou v systéme 1200 bytových jednotiek dosiahla v meste Szeged* 3dol/Gcal *v porovnaní s* 11dol/Gcal *pri vykurovaní uhlím.* Zvlášť veľké využitie sa dosiahlo pri vykurovaní skleníkov. Koncom roku 1969 dosiahla plocha vykurovaných skleníkov 400 000 m^2, pričom cena energie bola 3,6—4,5 dol/Gcal.

Vysokú úroveň dosiahlo využitie termálnych vôd na vykurovanie na Islande. Na vykurovanie domov, celých dedín, miest a skleníkov sa využívajú vody s teplotou zhruba nad 50 °C. V roku 1969 až 80 000 obyvateľov (čo je 40 % z celkového počtu 200 000) žilo v domoch vykurovaných geotermálnou vodou, pričom sa plánuje, že v priebehu ďalších 10-tich rokov to bude až 60—70 % obyvateľov (S. Einarsson 1970). Najvýznamnejší vykurovací systém s celkovým výkonom 235 Gcal/hod., ktorý vyhrieva $10{,}3.10^6$ m³ budov je v Reykjavicku. Rozvodná teplota vody je 80 °C. Ročný faktor doby zaťaženia je neobyčajne vysoký, a to okolo 57 %, čo sa rovná zhruba 5000 hodinám (rok pri plnom zaťažení. Pre geotermálny systém je samotný faktor zaťaženia 66 %, alebo 5800 hodín/rok. V oblasti Olafsjordul sa od roku 1944 využíva na vykurovanie voda teplá 48—56 °C, pričom sa v bytoch používajú mimoriadne široké radiátory. V roku 1969 bola produkcia geotermálnej energie pre domové vykurovanie na Islande radove 1160 Tcal/rok, takže sa znížil dovoz mazutu o 210 000 t/rok, čo je pre hospodárstvo malej krajiny veľmi dôležité (G. Palmason — J. Zoega 1970). Na Islande boli v roku 1965 vykurované termálnou vodou skleníky o rozlohe 110 000 m², na čo je potrebné 120 Tcal/rok, čo zodpovedá spotrebe okolo 20 000 t mazutu/rok (S. Arnorsson — J. Jonsson — J. Tomasson 1969).

V Sovietskom zväze (A. N. Tichonov—J. M. Dvorov 1970) použitie geotermálnych vôd s teplotou 60—70 °C na vykurovanie bytov, priemyslových zariadení a na zásobovanie teplou vodou sa začalo pred 22 rokmi v oblasti Machaš—Kala. Doterajšia hodnota všetkých systémov v rôznych oblastiach ZSSR je 201,2 Gcal/rok (B. A. Lochin — I. M. Dvorov 1970). Najrozsiahlejší systém vykurovania bytov je v meste Šerkez, kde sú vyhrievané tri obvody mesta zhruba s 18 000 obyvateľmi. Vykurovací systém zahrňuje celú varietu kombinovaných schém, sledujúc zlepšiť účinnosť využitia energie a ročný faktor zaťaženia pre vzrast ekonómie. Ide tu o vykurovanie radiátormi, vzduchové vykurovanie, ktoré teplo lepšie využíva ako radiátorové, kombináciu vykurovania obytných štvrtí a skleníkov, kombináciu jedno a dvojrúrového systému, atď. a o celkom nové rozsiahle použitie prebytočnej vody pre vyhrievanie pôdy na jar a v jeseni. V budúcnosti sa budú v ZSSR využívať absorbčné chladiace zariadenia s bromidom lítnym (tieto využívajú termálnu vodu) na ochladzovanie v metalurgii a chemickom priemysle.

V Japonsku (Y. Mashiko — Y. Hirano 1970) sa vo vykurovacích systémoch využívajú termálne vody teplé 40—70 °C. V Yukiyame je napr. použitá 40 stupňov Celzia teplá voda súbežne so systémom vykurovania na mazut s teplotou 55 °C.

Na Novom Zélande sa využíva geotermálna voda nielen na vykurovanie ale aj na ochladzovanie (klimatizáciu) s využitím absorbčných chladiacich zariadení s bromidom lítnym. Geotermálnu energiu tu tiež využívajú na pestovanie šampiňonov.

V Taliansku (G. Dragone — O. Rumi 1970) je navrhnuté postaviť skleník kombinovaný s vykurovaním pôdy.

V poslednom čase sa študuje možnosť výroby elektrickej energie pri využití termálnych vôd s nízkou entalpiou. Poukazuje sa na veľmi rozsiahle hypertermálne zóny s teplotami pod hranicu 180 °C (minimálna rezervoárová teplota oblastí s mokrou parou, ktorá môže byť ešte využitá pre elektrárne používajúce parné turbíny, nie je úplne známa, ale pravdepodobne nie je menšia ako 180 °C (S. Einarsson 1970). Zdôrazňuje sa, že najúčinejšia metóda spočíva v použití činidla o nízkom bode varu ako sprostredkujúcej kvapaliny.

Pessina-Rumi-Silvestri-Sotgia (1970) navrhujú použiť gravitačného cyklu na výrobu elektrickej energie pri využití termálnej vody s teplotou pod 100 °C a činidla s nízkym bodom varu. V navrhovanej štúdii sa uvažuje s alternatívnym využitím vody teplej 40, 60 a 80 °C.

Zhrnutie

Československo má nedostatočné zásoby tradičných zdrojov energie (uhlie, ropa, zemný plyn, výdatné vodné toky), čo v poslednom období nepriaznivo pôsobí na palivovo-energetickú základňu nášho štátu. Tento nedostatok je možné čiastočne zmierniť využitím jedneho z najperspektívnejších zdrojov energie a to energie zemského tepla. V Slovenskej socialistickej republike môžeme túto energiu využívať prostredníctvom jedneho druhu geotermálnych zdrojov a to termálnych vôd, ktoré predstavujú domáci existujúci zdroj energie. Na využitie domácich zdrojov nerastných surovín na Slovensku v poslednom čase sa kladie zvláštny dôraz. Povinnosťou nás geológov je upozorňovať na existujúce domáce zdroje, ako aj na možnosti ich využitia.

Na Slovensku je v súčasnosti okolo 60 lokalít termálnych vôd s teplotami 20—70 °C a celkovou výdatnosťou do 700 1/s. Tepelný výkon týchto zdrojov

predstavuje okolo 60 mil. kcal/hod. Existujúce zdroje termálnych vôd sú u nás väčšinou využívané na liečenie a novšie sa začínajú využívať v bazénoch na rekreovanie a šport a len v ojedinelých prípadoch na vykurovanie skleníkov a iných priestorov (napr. Piešťany).

Na základe súčasných všeobecných poznatkov o existencii nádrží termálnych vôd, priaznivých geotermických pomeroch, hlbinnej stavbe vnútorného pásma Západných Karpat, poznatkov a predpokladov o rozšírení triasových karbonatických kolektorov v podloží nížin a kotlín, neogénnych kolektorov a výskyte termálnych vôd, sme vymedzili vhodné hydrogeologické štruktúry a oblasti pre vyhľadávanie nových zdrojov termálnych vôd s teplotami 40—100 °C a v ojedinelých prípadoch do 200 °C. Tieto vody je možné vyhľadávať vrtmi hlbokými prevažne 1000—3000 m a ojedinele 4000 m. V štruktúrach tvorených triasovými karbonátmi je možné získať termy s výdatnosťou zhruba do 50 l/s a v neogénnych pieskoch jedným vrtom zhruba do 20 l/s. V súčasnosti ide o cca 20 perspektívnych oblastí a štruktúr. Poradie ich nádejnosti, resp. poradie budúceho skúmania je približne nasledovné: 1. Centrálna pliocénna depresia v Podunajskej nížine, 2. Lakšárska a šaštínska elevácia na Záhorskej nížine, hlohovecká hrásť a komárňanská vysoká kryha v Podunajskej nížine a Hornonitrianska, Turčianska, Rajecká, Liptovská a Žiarska kotlina, 3. Topoľčiansky záliv, komjatická depresia a levická kryha v Podunajskej nížine, štruktúra Beša — Čičarovce vo Východoslovenskej nížine, Košická kotlina a v stredoslovenských neovulkanitoch čajkovsko-pukanecká, krupinská a bacúrovská depresia, 4. Bánovská, Rimavská a Spišská kotlina.

Ak predpokladáme, že sa z uvedených štruktúr získa minimálne 600 l/s vody teplej 80 °C a jej úžitková teplota bude 60 °C, tak to predstavuje zhruba 3 miliardy kcal/deň. Na získanie tohto množstva energie by sa spotrebovalo zhruba 1200 t novácke ho hnedého uhlia o priemernej výhrevnosti 2550 kcal/kg, čo predstavuje zhruba 120 desaťtonových vagónov uhlia.

Na základe maďarskej, islandskej, sovietskej, japonskej, novozélandskej a talianskej literatúry je poukázané na využitie tepelnej energie týchto vôd na vykurovanie bytov, skleníkov, chlievov, kurínov, sušenie obilia, vyhrievanie pôdy na jar a v jeseni, v metalurgickom a chemickom priemysle, na klimatizáciu bytov a konečne i na možnosti výroby elektrickej energie.

Priamym využitím týchto vôd, t. j. technicko-ekonomickými programami, sa už geológia nezaoberá. Touto problematikou sa vo svete zaoberá u nás nerozšírená vedná disciplína a to geotermálne inžinierstvo a s ním spojené pomocné technické disciplíny. V tomto smere môžu naši odborníci (energetici) najskôr získať potrebné skúsenosti v Maďarsku, Sovietskom zväze, na Islande a v Taliansku.

Doručené: 28. VI. 1971
Doporučil: Anton Porubský

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

ARNORSSON S. — JONSSON J. — TOMASSON J., 1969: General Aspect of thermal activity in Iceland In Report of the XXIII session of Int. Geolog. congress. Mineral and thernal waters of the World, A — Europe. Academia Praque.

BOLDIZSAR T., 1970: Geothermal energy production from porous sediments in Hungary. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.

ČERMÁK V., 1968: Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geological features. In Reports of the XXIII session of Int. geolog. congress Geological results of Applied Geophysics. Academia Praque.

DRAGONE G. — RUMI O., 1970: Pilot greenhouse for the utilization of low-temperature waters. U. N. Symp. Developmet Utilization Geothermal Resources, Pisa.

EINARSSON S., 1970: Utilization of low enthalpy water for space heating, industrial, agricultural and other uses. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
FRANKO O., 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava.
FRANKO O., 1966: Štúdia o termálnych vodách Slovenska, ich vzniku, rozšírení, zásobách, možnostiach získania ďalších zdrojov a doporučeniach pre ich výskum a prieskum, aby sa mohli komplexne a urýchlene využívať. Vypracované pre Štátnu komisiu pre techniku pri SNR. Manuscript — Archív GÚDŠ, Bratislava
FRANKO O., 1969: Štúdia o možnosti získania nových zdrojov termálnych vôd na Slovensku. Vypracované pre Ústav cestovného ruchu v Bratislave. Manuscript — Archív GÚDŠ, Bratislava.
FRANKO O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geologické práce, Správy 52, Bratislava.
FRANKO O., 1970: The importance of informations on hydrogeological structure and geothermal situation with respect to the prospection of the new sources of low enthalpy water in Slovakia. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
FRANKO O., a kol. 1970: Ideový projekt základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla a vyhľadávania vysokotermálnych vôd v Západných Karpatoch. Manuscript — Archív GÚDŠ, Bratislava.
FRANKO O., 1971: Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúrach a termálnych vôd. Geologické práce, Správy 56, Bratislava.
HYNIE O., 1963: Hydrogeológie ČSSR II., Minerální vody, ČSAV, Praha.
LEE W. H. K. AND UYEDA S., 1965: Review of heat flow data, in terrestrial heat flow. Geophys. Monograph. Ser. No. 8, Washington.
LOCHIN B. A — DVOROV I. M. 1970: L'élaboration expérimentale et industrielle de l'alimentation en chaleur et en énergie géothermale en USSR. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
MASHIKO Y. — HIRANO Y., 1970: New systems of thermal springs to wide area in Japan. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources Pisa.
MAHEĽ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, Zošit 27, Bratislava.
MICHALÍČEK M. 1966: Hydrochemie hlubinných vod Podunajské nížiny a mezozoického podloží. Manuscript — Geofond, Bratislava.
MICHALÍČEK M., 1971: Naftová hydrogeochemie centrálně karpatského podloží vídeňské pánve. Zborník geol. vied — Západné Karpaty, zv. 15, Bratislava.
PAGÁČ I., 1968: Výsledok vrtu Komárno M—1 a možnosť získania zdrojov teplej vody v Podunajskej pánve. Zemní plyn a nafta. Hodonín.
PALMASON G. — ZOEGA J., 1970: Geothermal energy development in Iceland 1960—61. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
PESSINA S. — RUMI O. — SILVESTRI M. — SOTGIA G., 1970: Gravimetric loop for the generation of elektrical power from low temperature water. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
PORUBSKÝ A., 1970: Termálne vody neogénu Podunajskej nížiny. Geografický časopis, r. XXII, č. 1, SAV Bratislava.
REYNOLDS G., 1970: Cooling with geothermal heat. U. N. Symps. Development Utilization Geothermal Resources, Pisa.
TICHONOV A. N. — DVOROV I. M., 1970: Development of research and utilization of geothermal resources in the USSR. U. N. Symp. Development Utilization Geothermal Resourecs, Pisa.

Possibilities of Utilization of Earth Warmth in the Slovak Socialist Republik by Means of Finding New Sources of Hyperthermal Waters

ONDREJ FRANKO

Czechoslovakia has not sufficient resources of traditional energy sources as coal, oil, earth gas and efficient water streams. This lack may be partly moderated by utilization of one of the most perspective sources of energy, the energy of earth warmth.

In the Slovak Socialist Republic this energy may be utilized by means of one kind of geothermal sources, thermal waters.

In Slovakia there are about 60 localities of thermal waters with temperatures of 20—70° and total yield up to 70 l/sec. at present, representing about 60 millions kcal/hour (10). The existing sources of thermal waters, however, are mostly used for medical treatment in the spas. (e. g. Piešťany), later they have been started to be used to a wide extent in basins for recreation and sports and only rarely for heating of glass-houses and other objects (e. g. Piešťany, Bojnice).

On the basis of present general information on the existence of reservoirs of thermal waters, favourable geothermal conditions, deep structure of the inner zone of the West Carpathians, information and preconditions of distribution of Triassic carbonate collectors in the basement of lowlands and basins, Neogene collectors and the occurrence of thermal waters, suitable hydrogeological structures and areas for seeking of new sources of thermal waters with temperatures of 40—100° and in rare cases to 200° have been delimited (tab. 1.). These waters may be seeked for with deep drillings, predominantly 1000—3000 m and rarely 4000 m. In structures formed by Triassic carbonates thermae yielding up to 50 l/sec. and in Neogene sands by one drilling roughly up to 20 l/sec. may be found. At present there are 20 perspective areas and structures, in which the order of their hopefulnes respectively the order of their investigation and exploration is established.

In solving the problematics of utilization of geothermal sources two joined tasks are being solved from geological point of view. The first task solved by geophysics, is investigation of spatial distribution of earth warmth in the West Carpathias. Precise knowledge of the values of the geothermal gradient, thermal conductivity of rocks and sediments and the earth thermal flow are concerned. The second task solved by hydrogeological investigation is seeking for new sources of hyperthermal waters in promising deepseated hydrogeological structures. After verification of the favourability of structures by fundamental deep hydrogeological drillings these will be treated in detail with hydrogeological investigation by means of drillings and delivered for exploitation.

On the basis of Hungarian, Icelandic, Soviet, Japanese, New-Zealandian and Italian literature utilization of thermal energy of these waters for heating of apartments, glass-hauses, stables, hen houses, drying of corn, heating of soil in spring and autumn, in metallurgical and chemical industry, for air conditioning of apartments and finally also for the possibilities of electric energy production are pointed out in the paper.

Translated by J. Pevný

SPRÁVY

Nový typ zrudnenia na antimonitovom ložisku Pezinok

(1 obr. v texte)

JÁN PASTOR*

Ložisko antimonitu Pezinok (Cajla — Kolárov vrch) leží 4,5 km severozápadne od mesta Pezinok. Vystupuje v pruhu kryštalických bridlíc, ktorý prebieha naprieč pohorím Malých Karpát. Východné a západné obmedzenie kryštalických bridlíc tvoria granitoidné horniny a to na východe modranského a na západe bratislavského granitoidného masívu.

Stručná charakteristika ložiskových pomerov

Najbližšie okolie ložiska je budované kryštalickými bridlicami rulovitého charakteru s vložkami amfibolitov. V podloží kryštalických bridlíc vystupujú v nadložnej časti ložiska granitoidné horniny bratislavského masívu, ktoré vystupujú aj v kryštalických bridliciach v podobe apofýz rôzneho tvaru. Mocnosť polohy kryštalických bridlíc v podložnej časti ložiska je podľa výsledkov banských prác väčšia.

V horninách okolia ložiska je vyvinutá kliváž, ktorá je rovnobežná s hlavnou tektonickou líniou smeru SZ—JV. Podľa priebehu šošoviek amfibolitov je možné usudzovať na priebeh pôvodnej vrstevnatosti hornín, ktorej smer v okolí ložiska je približne V—Z s úklonom k J.

Ložisko je viazané na mohutnú poruchovú zónu smeru JV—SZ s úklonom 75—80° k JZ. Poruchová zóna je mocná 40—60 m a jej výplň tvoria silne tektonicky porušené, drvené a mylonitizované horniny, miestami s vysokým obsahom grafitu. Pôvodne sa predpokladalo, že sa jedná o rozvalcovanú kryhu grafitických bridlíc. (S. Polák 1953, M. Kyselica 1960). Novšie výsledky prieskumných a dobývacích prác ukazujú, že grafit je viazaný len na zóny postihnuté silnou hydrotermálnou a dislokačnou metamorfózou a že do poruchovej zóny bol prinesený hydrotermami. Je mladší ako hlavná fáza Sb-mineralizácie, pričom pred prínosom grafitu prebehla pomerne silná tektonická deštrukcia výplne poruchovej zóny. Antimonit, pyrit, kremeň a karbonáty tvoria často úlomky zo všetkých strán obalované grafitom. Inokedy grafit tvorí rôzne mocné žilky vo vyššie spomínaných mineráloch. Zriedkavo sa vyskytujú na grafite radiálne usporiadané ihličky antimonitu, ktoré sú zrejme produktom mladšej mineralizačnej periódy, alebo vznikli rekryštalizáciou staršieho antimonitu. Bežne možno pozorovať pozvoľné prechody od hornín obohatených grafitom cez horniny so zvýšeným obsahom sericitu, ktorý je tiež hydrotermálneho pôvodu do biotitických rúl.

Tektonické pomery ložiska

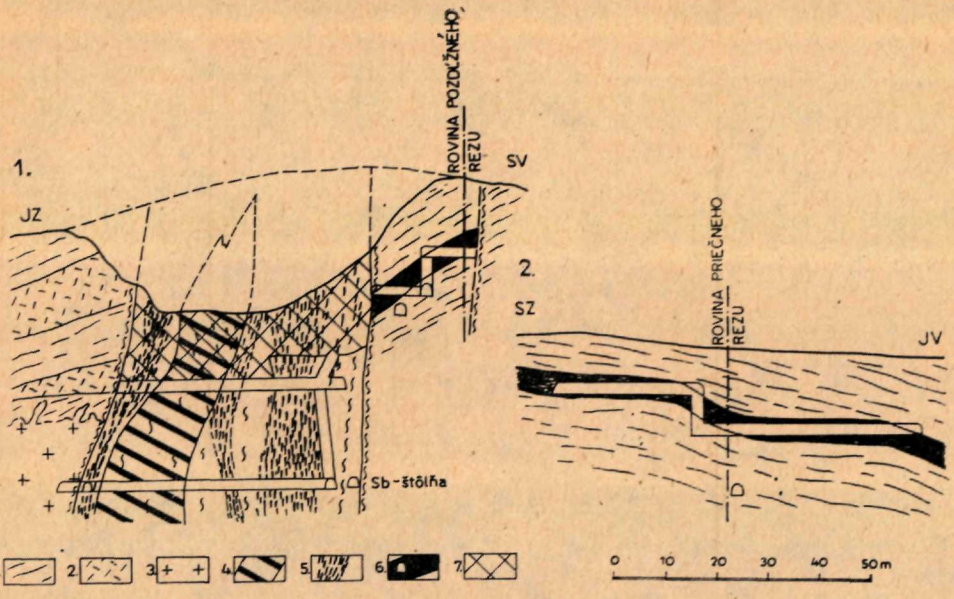
Vznik tektonickej zóny, na ktorej je vyvinutá mineralizácia, možno klásť pred intrúziu bratislavského a modranského granitoidného masívu. Pohyby pozdĺž tektonickej zóny prebiehali v niekoľkých etapách, pričom znaky starších pohybov boli zastierané mladšími. Dnes sa dajú bezpečne odlíšiť len tri hlavné tektonické etapy.

Tektonika predaplitová. Musela byť pomerne intenzívna, pri ktorej došlo k silnému rozbitiu hornín v tektonickej zóne. Do rozbitej zóny intrudovala dajka aplitu súhlasne s tektonickou zónou. Dajka aplitu smerom hore vykliňuje, pričom jej mocnosť dosahuje miestami až 25 m. Aplit zrejme predstavuje derivát bratislavského masívu, ktorý vystupuje v bezprostrednej vzdialenosti. (Obr. č. 1/1).

*RNDr. Ján Pastor, Rudné bane, n. p., B. Štiavnica

Tektonika poaplitová — predrudná. Tektonika poaplitová — predrudná bola opäť smerná. Spôsobila silné rozbitie aplitu, miestami až jeho zbridličnatenie. Otvorila cestu pre rudonosné roztoky, takže i aplit je najmä na okrajoch impregnovaný a pretkaný žilkami antimonitu, pyritu a arzenopyritu. Niekedy sú v aplite vyvinuté aj kremenné žily s mineralizáciou Sb.

Tektonika porudná. Tektonika porudná je temer výlučne smerná, poklesová, pričom doteraz najväčšia amplitúda poklesu bola pozorovaná 4 m.



Obr. č. 1. **Priečny (1) a pozdĺžny rez antimonitovým ložiskom Pezinok.**
1 — sericitizované biolitické ruly, 2 — amfibolit, 3 — žula, 4 — aplit, 5 — impregnačné Sb — zrudnenie, 6 — ložná zrudnená poloha, 7 — vydobyté časti ložiska.

Fig. 1. **Transversal (1) and longitudinal (2) sections through the deposit Pezinok — Sb.**
1 — sericitized biotitic gneisses, 2 — amphibolite, 3 — granite, 4 — aplite, 5 — Sb — impregnation ore mineralization, 6 — bedded ore-mineralized layer, 7 — mined parts of the deposit.

Najnovšie výsledky prieskumných prác

Pripovrchová časť ložiska sa vyťažila lomove. Pri dobývaní v lome sa v podložnej časti ložiska odkrylo pomerne kvalitné zrudnenie nejasnej pozície. Zrudnenie sa nachádza už mimo hlavnú poruchovú a mineralizovanú zónu. Na ložisku boli aj dovtedy známe obohatené polohy, avšak vo vertikálnom smere všetky mali pretiahnutý tvar, naproti tomu v tomto prípade banské dielo prebiehajúce cca 3 m nižšie zrudnenie nezachytilo a preto sa výskytu nevenovala väčšia pozornosť. V roku 1970 sa začala zrudnená poloha sledovať slednými prácami, pričom sa v priebehu prác ukázalo, že ide o rudné teleso s doteraz na ložisku s neznámymi úložnými pomerami. V súčasnosti je smerné overenie rudného telesa cca 70 m a priečne 25 m, pričom boli vyrazené aj viaceré prekopy a komíny, takže jeho úložné pomery v tejto časti ložiska sú už veľmi dobre známe.

Priebeh rudného telesa je subhorizontálny, mierne zvrásnený, avšak generálne sa skláňa k VJV 5—20°, teda k hlavnej tektonickej zóne; porudnou tektonikou bolo rozbité na niekoľko tektonických blokov. Nadložie i podložie rudného telesa je oddelené veľmi ostro, avšak nie tektonicky. Tvorené je silne sericitizovanými biotitickými ru-

lami, ktoré majú obsah Sb od stôp do 0,2 %. V podloží je možné pozorovať silnejšiu pyritizáciu. Hoci nie výrazne, predsa je možné pozorovať pokles kvality zrudnenia smerom od hlavnej tektonickej zóny, pričom celková kovnatosť telesa v celej mocnosti je 5—10 % Sb, miestami aj viac.

Mocnosť telesa je stála a kolíše v rozmedzí 3,5—8,2 m. Maximálna intenzita zrudnenia je 0,9—1,20 m nad podložím telesa, kde prebieha v podstate súvislý pruh kusovej rudy o mocnosti 0,1—0,5 m.

Pokračovanie rudného telesa smerom na SV, t. j. smerom od hlavnej poruchovej zóny, je po poklesovú tektonickú líniu, ktorá je rovnobežná s hlavnou tektonickou zónou. Ide o sprievodnú tektoniku, ktorá prebieha 20—25 m v podloží tektonickej zóny. Pokračovanie rudného telesa za tektonikou nebolo zatiaľ riešené, pretože, keď bolo vyvinuté aj za tektonikou, v súčasnosti overovanej časti toto bolo oddenudované. Tam, kde sa rudné teleso ponára hlbšie, bude riešené vrtmi v priebehu ďalších prieskumných prác. Vrtmi sa tiež overí možnosť výskytu ďalšieho rudného telesa v podloží teraz overovaného. Ostatná časť telesa je prestúpená rôzne veľkými rudnými šošovkami, impregnáciami a niekedy aj nepravidelnými hniezdami, ktoré sú usporiadané rovnobežne s priebehom celého rudného telesa. Zvlášť nápadné je to najmä u šošoviek a šmúh pozostávajúcich z impregnácií, ako aj súvislých pruhov zrudnenia. Zrudnenie je reprezentované hlavne antimonitom a v ojedinelých prípadoch vystupuje aj pyrit a arzenopyrit, avšak sú nepomerne zriedkavejšie ako v hlavnej ložiskovej zóne. Okolná masa je tvorená chloritom, sericitom a miestami je silne silicifikovaná. Podrobný mineralogický výskum sa ešte len začal.

Vychádzajúc z charakteru zloženia mineralizácie v rudnom telese a jeho úložných pomerov je možno povedať, že ide o *metasomatické rudné teleso, ktoré vzniklo zatlačením pôvodne slienitého horizontu.* Tým je možné vysvetliť i pomerne ostrú hranicu medzi rudným telesom a nadložím a podložím. *Zatlačenie slienitej polohy antimonitom spôsobili hydrotermálne roztoky, ktoré sú pôvodcom zrudnenia aj v hlavnej ložiskovej zóne.*

Slienitý horizont mal priaznivý sklon k ložiskovej zóne (cca 15°), čo umožnilo dobrý výstup hydroteriem. V miestach napojenia metasomatického rudného telesa na hlavnú ložiskovú zónu bolo vyvinuté bohaté zrudnenie, ktoré bolo vyťažené v období II. svetovej vojny. Ostatná časť rudného telesa bola tektonicky dislokovaná a preto ju vtedajšie banské práce nezastihli.

Záver

Hoci doteraz overená časť metasomatického rudného telesa neznamená zásadný obrat v bilancii zásob ložiska, predsa si však zasluhuje značnú pozornosť, pretože ide o metasomatický typ zrudnenia, ktorý nebol doteraz na našich ložiskách známy. Nie je vylúčená možnosť výskytu ďalších rudných telies v podloží. Keďže hlavná tektonická zóna je známa v dĺžke vyše 4 km, pričom okolné horniny sú väčšinou kryštalické bridlice, je nádej výskytu ďalších, litologicky vhodných horizontov, ktoré mohli byť taktiež mineralizované antimonitom. Z tohto aspektu by bolo potrebné preveriť celé územie medzi Pezinkom a Pernekom, kde sú známe viaceré Sb indície.

Doručené: 23. XII. 1971
Doporučil: Stanislav Polák

Rudné bane, n. p.,
Banská Bystrica

LITERATÚRA

POLÁK S., 1953: Ložisko antimonitu Pezinok. Výpočet rudných zásob. Manuskript. Geofond, Bratislava.

KYSELICA M., 1960: Výpočet rudných zásob — ložisko Pezinok — Sb. Manuskript. Geofond, Bratislava.

A New Type of Ore Mineralization on the Antimonite Deposit Pezinok

JÁN PASTOR

In the deposit Pezinok only one vein — impregnation ore mineralization has been known so far. This one cropped out in an extensive tectonic zone of 40—60 m thickness, in crystalline schists of gneiss-like character. In 1970, in the substratum of the main tectonic zone an ore body started to be studied. It was known before, only it was not considered important. The research showed it was originally a marly horizon affected by mineralization of antimonite. The latter is present in the ore body in the forms of lenses, impregnations, irregular „nests" and continuous layers parallel with the course of the entire ore body. The overlier and the substratum of the ore-body consist of strongly sericitized biotitic paragneisses, with Sb contents up to 0,2 %. The ore-body rests subhorizontally, with the general dip of 10—20° towards SSE. The thickness of the bed is 3,5—4,5 m. The extent of the body is not confined so far. Its length is 80 m, width 25 m. Although the resources do not mean any leap in the resources balance of the deposit, still the ore mineralization is important for the perspectives of its wider vicinity because of several indications of Sb, predominantly in paragneisses.

Translated by Jassingerová

Geotechnické vlastnosti mladých sedimentov v oblasti Karlovej Vsi

(1 obr. a 1 tab. v texte)

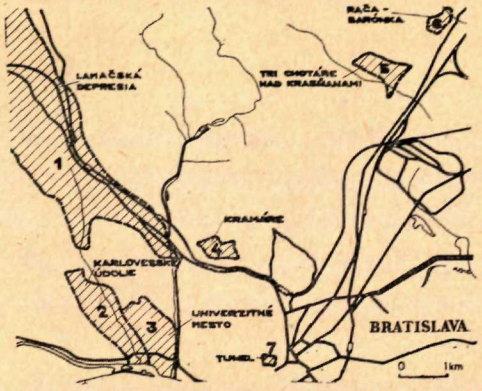
FLORIÁN VÁMOŠ*

Mohutný rozmach pozemnej priemyselnej i bytovej výstavby v oblasti Bratislavy vyžaduje si koordináciu tejto výstavby – potrebu územného plánovania. Jedným z najdôležitejších podkladov územného plánovania je znalosť geologických pomerov územia, znalosť inžiniersko-geologických podmienok plánovanej výstavby.

V oblasti Bratislavy je už vo výstavbe, alebo je plánovaných niekoľko veľkých sídlisk. Pre väčšinu týchto sídlisk sme vykonávali inžiniersko-geologický výskum. Výsledky našich výskumov poslúžili pre podrobný smerný územný plán výstavby. Získali sme veľké množstvo faktologického materiálu o vlastnostiach rôznych základových pôd Bratislavy. V tomto príspevku by som sa chcel zmieniť o základových pôdach mladých sedimentov predovšetkým na granitovom podklade, o ich rôznych litologicko-genetických typoch, zvláštnostiach sedimentácie a o vplyve genézy na inžiniersko-geologické vlastnosti týchto sedimentov.

Pre plánované a dnes už sčasti aj realizované sídliská – Rovnice I, II, Kútiky III, Záluhy I, II, III, Barónka, Podvornice I, II, III urobili sme inžiniersko-geologický prieskum pre všetky stupne projekcie. V rámci prieskumu sme vyhodnotili vyše šesť tisíc sond v oblasti, ktorá má značne komplikované geologické pomery. Na väčšine lokalít uvedených sídlisk (na základe terénneho mapovania) predpokladali sa veľmi jednoduché geologické pomery; granitoidné horniny boli kreslené v mapách tak, že vystupujú až na povrch, resp. sú pokryté 1–2 m mocnou polohou deluviálnych hlín. Až na základe vyhodnotenia viacerých sond a obhliadky veľkého počtu lokalít, určili sme depresie v granitoidných horninách vyplnené neogénnymi sedimentami.

Neogén na všetkých lokalitách v skúmanom území leží na granitoidných horninách bratislavského masívu. Granitoidné horniny sú postihnuté množstvom porúch. Najmohutnejšie poruchy sú v smere SV–JZ; časté a intenzívne sú poruchy v smere SZ–JV a V–Z. Poruchy uvedených smerov oddeľujú dnes malokarpatské pohorie od oblasti Dunajskej nížiny a taktiež vytvárajú lamačskú priekopovú prepadlinu, ako aj karloveskú depresiu. Germanotypná zlomová neotektonika značne ovplyvňuje geologickú stavbu skúmaného územia. V badene a sarmate na starší podklad, len veľmi slabo zarovnaný denudáciou, transgreduje more, v ktorom na silne členitý terén kryštalinika sedimentujú hrubé štrky, piesky a piesčité íly. Tieto sedimenty patria k okrajovému vývoju. Rozsah týchto sedimentov vyznačených v mapke (obr. 1) je proti pôvodnému stavu menší, pretože neogénne sedimenty podľahli silnému odnosu najmä v oblasti stúpajúcich krýh.



Obr. č. 1. Lokality mladých sedimentov v oblasti Karlovej Novej Vsi

Koncom sarmatu sa sedimentácia prerušila v dôsledku atickej fázy, ktorá sa tu prejavila rozsiahlou regresiou. Začiatkom panónu došlo znovu k transgresii mora, v ktorom sa usadzovali íly, silty a piesky. Rad starších zlomov však zostal už v kľude a sedimenty panónu sme našli iba v areáli univerzitného mesta – lokalita 3.

Všetky sedimenty neogénu sú iba v ranných štádiách diagenézy a zachovávajú si svoj pôvodný charakter s nízkym stupňom spevnenia s pôvodnými úložnými pomerami pozdĺž tektonických línií narušených zlomami.

*RNDr. Florián Vámoš, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Komplex morských sedimentov neogénu predstavuje klastické detritické sedimenty rôznej veľkosti. V tomto komplexe sú zastúpené všetky detritické sedimenty od psefitov až po pelity. Najstaršie sedimenty tohoto komplexu sú sedimenty badenu a sarmatu. Súvrstvie vzniklo v litorálnej oblasti, respektíve v epineritickej a predstavuje prevažne hrubé štrky a slabo stmelené zlepence striedajúce sa s jemnozrnnými piesčitými štrkmi a hrubými pieskami stmelenými kaolínom. Materiál valúnov je monomiktný, žulový. Opracovanosť valúnov je rôzna a závisí od vzdialenosti brehov i od tvárnosti terénu. Rýchla zmena zrnitosti triedenia a spevnenia sú charakteristickým znakom súvrstvia. Sedimenty dosahujú maximálne 46 m. V tomto súvrství sme vyčlenili dva petrografické typy:

– granitové štrky stmelené pieskom a kaolínom (v prácach pre Stavoprojekt nazývané granitový konglomerát), tvoria výplň hlavne lamačskej depresie, Karloveského údolia – v jeho severnej časti vytvárajú zaklesnutý ostrov v oblasti Kramáre, Rača – Barónka, ako aj v oblasti vyústenia vetracieho tunela pod Hradom. Lokality 1, 2, 4, 6, 7 na obr. 1,

– druhým vyčleneným typom v tomto súvrství sú hrubozrnné piesky stmelené kaolínom. Petrograficky sú to piesky variabilného zloženia, zrná tvoria kremeň a živce s veľkým obsahom muskovitu a kaolínu. Nachádzajú sa hlavne na pravom svahu Karloveského údolia a tvoria výplň južnej časti tohoto údolia. Tieto sedimenty vypĺňajú depresiu v oblasti Tri chotáre nad Krasňanmi. Lokality 2,5 na obr. 1.

Ďalšími sedimentami komplexu je súvrstvie panónskych sedimentov. Sú to usadeniny jemnodetritickej fácie, ktoré sedimentovali po transgresii panónskeho mora. Ich dnešné rozšírenie a mocnosť neodpovedá pôvodným úložným pomerom, pôvodná mocnosť a obsah bola značne väčšia. Sedimenty panónu čo do granulometrie, farby a zloženia sú veľmi pestré a vykliňujú vo vertikálnom a horizontálnom smere, okrem toho existuje medzi nimi pozvoľný prechod a preto ich od seba ťažko odlišujeme.

V súvrství panónu boli vyčlenené dva petrografické typy:

– piesčité íly s vložkami vápnitých ílov sú šedej až modrošedej farby. Na báze sa nachádza niekoľko decimetrov mocná plocha vápnitých pieskovcov diageneticky dobre spevnená. Sú to sekundárne spevnené pieskovce, ktoré vznikli cementáciou spodnej polohy vápnitým tmelom na hranici rozdielne priepustných vrstiev (piesky, íly),

– piesčitý laminovaný silt, šedomodrý s vložkami pieskov patrí do panónu, oddelenie E. Ich vek bol stanovený na základe fauny pracovníkmi Prírodovedeckej fakulty UK (H. Bystrická). Uvedené sedimenty tvoriace ostrov v oblasti medzi karloveským potokom, Slávičím údolím a údolím potoka Vydrica dosahujú maximálne mocnosť 20 m a ich podložie tvoria granity. Lokalita 3 na obr. 1.

Uvedené sedimenty tvoria podzákladie väčšiny plánovaných sídlisk, pre ktoré sme vypracovali prieskumy pre úvodný ako aj vykonávací projekt. Pri výpočtoch dovoleného namáhania sme narážali na problém spôsobu zisťovania modulu deformácie. Namerané hodnoty oedometrického modulu pretvárnosti boli pomerne nízke, napriek tomu sme ich považovali za výhodnú základovú pôdu. To viedlo k rozhodnutiu preskúšať vlastnosti týchto sedimentov priamo v teréne zaťažkávacími skúškami. Zaťažkávacie skúšky ukázali, že materiál má oveľa vyššie hodnoty modulu deformácie ako boli hodnoty získané prepočítaním z oedometrického modulu.

Prepočítané hodnoty modulu deformácie z oedometrických modulov sa pohybovali od 50–150 kp/cm^2. Zo zaťažkávacích skúšok vychádzali hodnoty modulu deformácie podstatne vyššie a to 130 až 400 kp/cm^2. To nás utvrdilo v úvahe, že odobrané vzorky z tohoto materiálu neboli reprezentatívne a že sa podarilo odobrať neporušené vzorky vždy len z polôh piesčitých a ílovitých, pričom granitové štrky prenášajú väčšiu časť napätia vyvolaného zaťažením. Tieto rozdiely boli značné, nakoľko dovolené namáhanie v zmysle ČSN 731001 pri module deformácie 50–100 kp/cm^2 vychádza z výpočtov 1,0–2,0 kp/cm^2 a pri module deformácie 200–400 kp/cm^2 2,5–4,0 kp/cm^2.

Všetky priemerné inžiniersko-geologické charakteristiky uvedených neogénnych sedimentov uvádzam v tabuľke 1. Zo všetkých neogénnych sedimentov najvyššiu priemernú objemovú tiaž 2,1 Mp/m^3 majú štrky tmelené ílom, najnižšiu priemernú objemovú tiaž 1,98 Mp/m^3 vykazovali piesky tmelené ílom. Najvyššiu hodnotu indexu plasticity Ip = 48,2 vykazovali íly, najnižšiu 9,7 piesky. Najväčšie hodnoty dovoleného namáhania q_0 2,5–8 kp/cm^2 vychádzali z výpočtov u štrkov tmelených ílom, najmenšie hodnoty 1,0–2,0 kp/cm^2 u ílov.

Uvedená tabuľka nám ukazuje inžiniersko-geologické charakteristiky neogénnych sedimentov. Množstvo tektonických porúch – predovšetkým poklesového charakteru však zhoršuje tieto vlastnosti. Zakladanie stavieb na týchto líniách spôsobuje množstvo problémov, pretože nie vždy je pripomienka inž. geológa architektom rešpektovaná. Uvedieme aspoň 2 príklady nesprávne umiestnených stavieb, kde došlo k nie-

kolkonásobnému zdraženiu projektu a oneskoreniu výstavby (Mlynská dolina, Barónka).

Preto pri zakladaní na okrajoch hrásťovitej štruktúry, ako je i naša skúmaná oblasť, treba venovať veľkú pozornosť i mladým neotektonickým poruchám.

Tab. č. 1. Pôdomechanické charakteristiky zemín.

GEOLOGICKO-GENETICKÉ ZATRIEDENIE	SYMBOL	PÔDOMECHANICKÁ KLASIFIKÁCIA	TRIEDA PODĽA ČSN 73 1001	KONZISTENCIA ČI ÚHOL KONZIST	ŤAŽITEĽNOSŤ ČSN 73 3050	q_o kp/cm²	E_o kp/cm²	c	φ °	TIAŽ OBJEMOVÁ γ_n Mp/m³	TIAŽ OBJEMOVÁ γ_d Mp/m³	TIAŽ MERNÁ γ_s Mp/m³	W_n	W_L	W_P	I_P	SKUPINA PODĽA ČSN 72 1002
ŠTRK		SKELET	8		4	5,0-8-0	1000-5000		38	2,1	2,0	2,6	12,0				II.
TMELENÝ ÍLOM	mNts	VÝPLŇ	19	TUHÁ	3	1,5-2,5	60-120	0,36	18	2,01	1,8	2,4	20,1	45,0	26,0	19,0	IV
PIESOK TMELENÝ ÍLOM	mNts	PIESČITÝ ÍL	19	TUHÁ PEVNÁ	2-3	1,5-2,5	60-120	0,31	26	1,98	1,7	2,3	15,0	27,2	17,5	9,7	V
ÍLOVITÝ SILT	n Np	SILT	20-21	1,02	2-3	1,2-2,0	40-80	0,2	16	1,8 2,03 2,14	1,62 1,7 1,81	2,6 2,7 2,78	12,0 20,6 29,0	32,0 40,9 60,0	14,0 20,1 24,0	10,0 22,1 31,0	VIII-IX
ÍLY	n Np	ÍL	21	TUHÁ 0,98 PEVNÁ	3	1,0-2,0	30-60	0,38	12	1,85 1,99 2,13	1,36 1,58 1,79	2,67 2,73 2,78	15,0 24,0 35,0	60,0 72,0 89,0	20,0 24,1 30,1	29,0 48,2 69,0 c	VIII.

HODNOTY SÚ Z VLASTNÝCH SKÚŠOK, AKO AJ Z ARCHÍVU IGHP-ZÁVOD BRATISLAVA.

Doručené: 13. 10. 1971
Doporučil: Ľudovít Ivan, Ivan Šárik

Stavebná fakulta SVŠT
Katedra geotechniky
Bratislava

Geotechnical Properties of Young Sediments in the Area of Karlova Ves

FLORIÁN VÁMOŠ

In extensive investigation for the planned and partly realized construction in the area of the Bratislava granitoid massif we have found 7 localities of the Neogene.

The complex of Neogene marine sediments includes the whole scale of clastic sediments, from coarse detrital to fine detrital facies.

In finding out engineering — geological characteristic of these sediments we met the problem of the way of finding out the modulus of deformation. The measured values of oedometric modulus of deformation were relatively low; in spite of that we considered them as suitable foundation soil. After measuring of the values of the modulus of deformation directly in the field by loading tests it has been shown that the material has much higher values of the deformation modulus as a matter of fact. In the conclusion of the article all average engineering — geological characterictics of Neogene sediments are mentioned.

KONFERENCIE

VII. Congres international de technique hydrothermale.

V dňoch 16. 9. až 19. 9. 1971 sa konal vo Vichy (Francúzsko) VII. Kongres S. I. T. H. Toto podujatie organizovala Société internationale de technique hydrothermale. Medzinárodná spoločnosť S. I. T. H si vytýčila za cieľ pracovať na úlohách z oblasti hydrotechniky, kúpeľnej techniky a organizácie, hydrogeológie, hydrochémie, hygieny a tiež spolupracovať na technickom rozvoji kúpeľníctva. Spoločnosť bola založená v r. 1969 a vyznačuje sa mimoriadnou aktivitou a veľmi dobrou odbornou úrovňou.

Pracovná časť Kongresu začala dňa 17. 9. po oficiálnom otvorení, ktoré vykonal Ing. E. Chiostri z Talianska. Prednášky a referáty boli s rozmanitým vedeckým i praktickým zameraním a uskutočnili sa v prvý deň rokovania. Ďalšie dni sa venovali exkurziám.

Na programe kongresového rokovania bolo 16 prednášok, ktorých texty neboli dodané účastníkom ani v priebehu kongresu. Uvediem hlavne tie, ktoré sa dotýkajú blízkej problematiky našej odbornosti. Prof. Fricke z NSR hovoril na tému Moderné techniky geofyzikálneho výskumu CO_2. Príspevok k hydrogeologickému výskumu minerálnych vôd vzhľadom na ich mikrokomponenty predniesla Dr. Pentcheva z BLR. Problém zachytenia a transportu termominerálnych vôd uviedol Ing. Vernescu z PLR. K problematike „Technické možnosti zachytávania minerálnych vôd s veľkými prietokovými množstvami mal príspevok Dr. Mitchel z NSR. Prof. Khodabauden hovoril o minerálnych vodách v Iráne. Dr. Stefanescu venoval svoj príspevok otázkam technického vyhľadávania prírodných plynov (CO_2 — mofety), ako zložky liečivých teriem. K programu prispeli tiež československí odborníci, ktorí referovali o probléme zachytenia termálneho prameňa v banskom diele (Ing. J. Vala a Dr. M. Laboutka). Ďalšie prednášky sa dotýkali hlavne moderného kúpeľníctva v technickej i ekonomickej sfére.

V rámci Kongresu sa prevažná časť venovala exkurziám. Účastníci si prezreli kúpeľné miesta Mont-Dore, La Bourboule, Vichy, Royat, Chatel-Guyon v provincii Auvergne.

Z navštívených lokalít sú najvýznamnejšie a súčasne najväčšie kúpele Vichy. Využíva sa v nich 12 prameňov o celkovej výdatnosti okolo 10 l/sec. Teplota vody má až 42,4 °C. Vody, ktoré tu vystupujú, sú nátrium-bikarbonátového typu s vyšším obsahom voľného kysličníka uhličitého. Využitie minerálno-termálnej vody je všestranné a ekonomické — kúpanie, pitie pri prameňoch, plnenie do fliaš (70 mil. ročne), výroba solí a zdravotných pastiliek. Extraktné zariadenie pre výrobu solí je schopné vyparit 300 000 l vody denne (200 l vody na 1 kg solí). Pre porovnanie s našimi zdrojmi minerálnych vôd uvediem analýzu prameňa Celestins (hodnoty v mq/1).

K^+ 74,7; Na^+ 1223,0; Li^+ 3,3; NH_4^+ 0,6; Ca^{2+} 117,9; Mg^{2+} 12,2; Fe^{2+} 0,7; Mn^{2+} 0,02; Sr^{2+} 0,16; SO_4^{2-} 181,8; Cl^- 232,0; Y^- 0,02; F^- 6,5; Br^- 1,3; HCO_3^- 3,316; $H_2PO_4^-$ 0,21; H_2SO_4 0,56; SiO_2 39,4; CO_3^- 1315,0.

V kúpeľoch La Bourboule vystupuje termálna voda o teplote 60 °C z vulkanických hornín. Jej pôvod — vadózny alebo juvenilný sa v odborných kruhoch diskutuje a uspokojivo sa nevyriešil. Z balneologického hľadiska je zaujímavé, že sa touto vodou liečia choroby horných dýchacích ciest, ale tiež kožné choroby. Hlavnou zložkou v minerálnej vode je ojedinelý obsah arzénu > 7 mg/1 a vysoká rádioaktivita.

Na záver treba povedať, že VII. medzinárodný kongres spoločnosti pre kúpeľnú techniku bol po stránke organizačnej dobre pripravený. Mal celkove úspešný priebeh a na jeho rokovaní i exkurziách sa zúčastnilo okolo 120 odborníkov z rôznych krajín.

Z ČSSR sa na kongrese zúčastnilo 8 pracovníkov z rezortu zdravotníctva a geológie. Bol vedeckým a odborným prínosom pre väčšinu účastníkov. Za určitý nedostatok možno považovať nedostatočný výklad o geologických a hydrogeologických problémoch na niektorých exkurzných lokalitách. Možno povedať, že propagácia a využitie kapacit kúpeľov vzhľadom na výdatnosť zdrojov minerálnych a termálnych vôd je na podstatne vyššej úrovni ako u nás. Je snaha využívať tieto zdroje hlavne z hľadiska ekonomicko-obchodného.

Pavel Ťkáčik

REFERÁT – DISKUSIA

Streckeisenova klasifikácia a niektoré problémy nomenklatúry západokarpatských eruptívnych hornín

(7 obr. a 1 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA*

Po rokoch, kedy sa v celosvetovom meradle kládol miestami až neopodstatnený význam poznaniu chemického zloženia rôznych typov eruptív, v posledných rokoch pozorovať tendenciu po čo najpresnejšom definovaní aj ich minerálneho zloženia, textúr a štruktúr. Pre celkovú charakteristiku horniny, a to najmä pre riešenie jej genézy, nie je možné len udanie jej chemického zloženia bez poznania jej základných znakov, akými sú aj minerálne zloženie, textúrne a štruktúrne prvky a i.

Odrazom snáh po čo najpresnejšom, no pritom prehľadnom definovaní minerálneho zloženia eruptívnych hornín je niekoľko kvantitatívno-minerálnych klasifikácií eruptívnych hornín. Jednou z posledných je aj klasifikácia A. Streckeisena (1967).

Uvedený autor vypracoval predbežnú verziu klasifikácie (A. Streckeisen, 1964), ktorú predložil svetovej geologickej verejnosti k posúdeniu. K návrhu sa vyjadrili desiatky vedcov svetového mena. Autor klasifikácie zohľadnil mnohé pripomienky a definitívnu verziu kvantitatívnej minerálnej klasifikácie eruptívnych hornín predložil ako výsledok uvedenej diskusie v roku 1967.

Štvorročné obdobie, ktoré uplynulo od publikovania klasifikácie je dostatočne dlhé na to, aby sa mohli posúdiť ohlasy na uvedenú klasifikáciu. A hneď úvodom nutno uviesť, že ohlasy boli prevažne pozitívne.

Vychádzajúc z uvedeného pokúsil som sa zaradiť granitoidné horniny Západných Karpát do Streckeisenovej klasifikačnej schémy. Zverejnením nasledovných poznámok chcem zároveň upozorniť pracovníkov zaoberajúcich sa problematikou eruptívnych hornín Západných Karpát Slovenska, že je možné uvažovať o používaní jednotnej modernej kvantitatívne-minerálnej klasifikácie A. Streckeisena (1967). Používanie jednotnej klasifikácie za dnešného stavu poznatkov je nutné. Časť autorov používa totiž klasifikáciu A. Johannsena (1939), časť sa opiera o údaje v kompendiu W. E. Trögera (1935, 1969), časť vychádza z označení hornín podľa B. Hejtmana (1957), resp. sa voľne aplikujú klasifikácie sovietskych autorov. Pritom vcelku najmenej vhodné je používanie názvoslovia eruptívnych hornín pre konkrétny horninový typ vyplývajúceho z chemických klasifikácií eruptív.

Na tomto mieste si dovoľujem uviesť, že čitateľ našich odborných periodík si často musí len domyslieť autora klasifikácie, podľa ktorého bola tá – ktorá hornina pomenovaná, nakoľko autori neuvádzajú klasifikáciu ktorej sa pridržiavajú. Z uvedeného jasne vyplýva, že i keď sú práce z jednej oblasti napísané jedným jazykom, predsa sa autori v terminológii navzájom často nerozumejú. Príkladom zo svetovej literatúry je náplň termínu granit, ktorá hornina v zmysle W. E. Trögera (1935, 1969) a v zmysle I. V. Ginsburga et al (1962) je naprosto odlišná. Priemetné polia granitov podľa uvedených autorov v Q–A–P trojuholníku sa totiž ani nedotýkajú(!). Podobne je to aj s náplňou pojmov ďalších obvyklých horninových typov.

Charakteristika Streckeisenovej klasifikácie

A. Streckeisen (1967), pri vypracovaní klasifikácie a nomenklatúry eruptívnych hornín, v snahe o čo najširšie uplatnenie svojho návrhu, za cieľ si vytýčil najmä:

*Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Prírodovedecká fakulta — katedra petrografie, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2.

a) rešpektovať pomery v prírode, t. j. väčšina hornín danej skupiny musí mať svoje priemetné body v strede vyčlenených polí a nie na ich okrajoch;

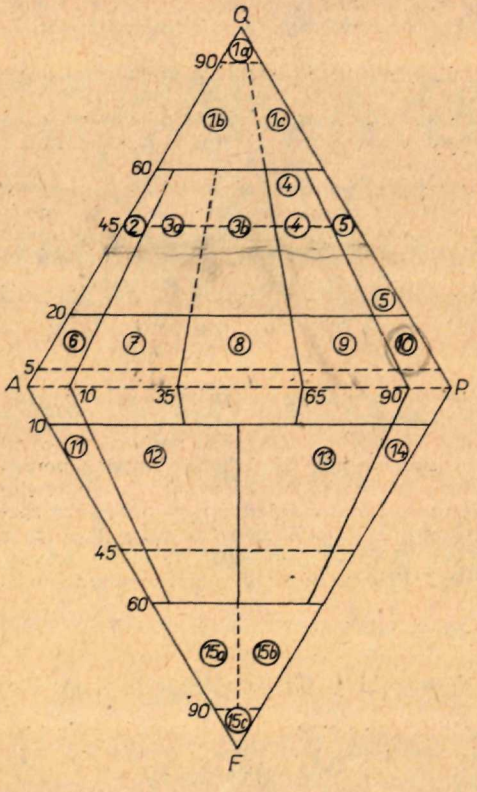
b) klasifikácia má v čo najväčšej možnej miere zohľadňovať historické tradície a zároveň má vyhovovať čo najväčšiemu počtu pracovníkov;

c) klasifikácia musí vyhovovať praktickému použitiu, t. j. musí byť jednoduchá a musí podávať len základný prehľad o množstve horninových typov vyskytujúcich sa v prírode.

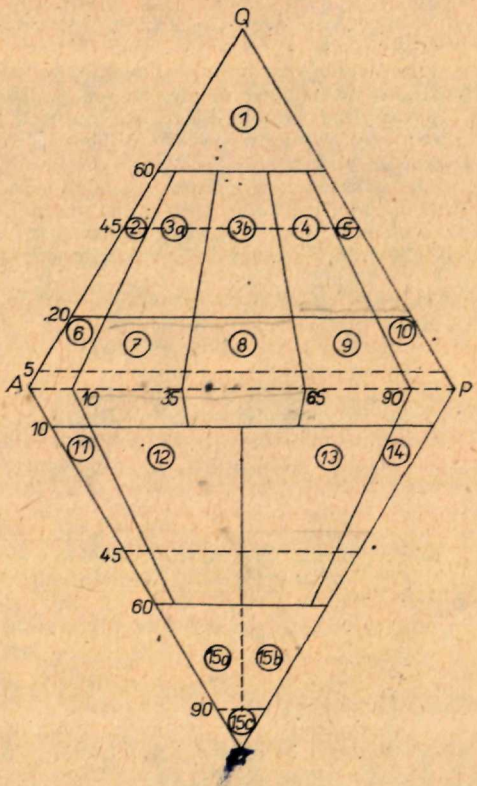
Diskutovaná klasifikácia eruptívnych hornín môže byť charakterizovaná nasledovne:

1. Klasifikácia eruptívnych hornín vypracovaná A. Streckeisenom (1967) je dôsledne kvantitatívnou klasifikáciou. Je založená na objemovom zastúpení minerálov v horninách. Pritom horniny sú rozdelené do dvoch veľkých skupín: do skupiny kde M = 90 % (M = tmavé minerály); do druhej skupiny patria horniny s M = 0 – 90 %.

2. Skupina hornín, kde M = 0 – 90 % je rozdelená na základe svetlých minerálov, z ktorých pre grafické zobrazenie sa berú do úvahy: Q = modifikácie SiO_2, najmä však kremeň: A = alkalické živce incl. An 00–05, P = plagioklasy An 05–100 a F = feldšpatoidy. Uvedené svetlé minerály sú prepočítané na 100 a graficky zobrazené v dvojitom trojuholníku s vrcholmi Q–A–P–F. Pre jednotlivé horniny sa vypočítava „živcový index" (plagioklasy: suma živcov) a udáva sa i „mafický index" (M). Horniny s vyšším M ako 90 – „ultramafitity" sa rozdeľujú na základe prevládajúceho tmavého minerálu (dunity, pyroxenity, hornblendity). Pritom do skupiny tmavých minerálov autor klasifikácie zaradil: sľudy, amfiboly, pyroxény, olivíny, rudné minerály, akcesórie ,epidot, zoizit, granát, melilit, monticelit, primárne karbonáty a niektoré ďalšie.



Obr. č. 1. Hlbinné horniny



Obr. č. 2. Výlevné horniny

3. Pre horniny s kremeňom (t. j. granitoidné horniny) za normálny obsah Q považuje 20—45 %. Pre horniny s obsahom 45—60 % Q navrhuje označenie „kremeňom bohatý“ (quartz rich). Podobne je to s horninami rady syenit — diorit, pre ktoré považuje 0—5% obsah kremeňa za normálny. Uvedené horniny s obsahom Q = 5—20 % označuje ako „kremeň obsahujúce“ (quartz bearing) resp. „kremeňom bohatý“ (quartz rich). Pritom pre monzonity a diority navrhuje len používanie termínu „kremeň obsahujúci“ (monzonit, diorit). V zmysle uvedeného kremité diority sú horniny s obsahom Q = viacej ako 20 %.

Streckeisenov systém eruptívnych hornín

tab. 1

trieda	rad	skupina (pole)	
		hlbinné horniny	výlevné horniny
A M = <90	I kremité horniny	1a kremité horniny s. str. 1b kremitý granit 1c kremitý granodiorit	— — —
	II kremito-živcové horniny	2 alkalický granit 3 granit 3a syenogranit 3b monzogranit 4 granodiorit 5 kremitý diorit	alkalický ryolit ryodacit (kremitý) ryodacit dacit kremitý andezit
	III živcové horniny	6 alkalický syenit 7 syenit 8 monzonit 9 monzodiorit a monzogabro } syenodiorit, syenogabro 10 diorit a gabro anortozit	alkalický trachyt trachyt latit, latit-andezit a latit-bazalt } trachy-andezit, trachy-bazalt andezit a bazalt
	IV živcovo-feldšpatoidné horniny	11 foyait 12 plagifoyait 13 essexit a essexitické gabro 14 theralit	fonolit tefritický fonolit fonolitický tefrit tefrit
	V feldšpatoidné horniny	15a foyaitický foiditit 15b theralitický foiditit 15c foiditit s. str.	fonolitický foiditit tefritický foiditit výlevné foidity s. str.
B M = >90	VI mafitity	16 peridotit pyroxenit hornblendit (melilitid)	(pikrit) melilitid

Z uvedeného a z obr. 1 a tab. 1 vyplýva, že na základe obsahu kremeňa autor klasifikácie vyčlenil: a) granity (20—45 % Q): b) kremeňom bohaté granity (Q = 45—60 %): c) kremité granity (Q = 60—90 %). Aplikovaním uvedeného delenia granitov znamená v slovenčine používanie významove nevýrazne odlišných termínov: kremeňom bohatý granit a kremitý granit.

4. Klasifikácia má vyslovene deskriptívny negenetický charakter. Horninové typy sú zoskupené do väčších celkov: oddelenia (divisions), triedy (classes), skupiny (groups) a polia (fields). Predložený klasifikačný systém sa rozpadá na 3 oddelenia, 2 triedy, 6 radov a 16 skupín, ktoré odpovedajú poliam v dvojitom trojuholníku. Pritom skupina 16 je prídatná; na diagrame je nie znázornená. Ide o „ultramafitity" resp. ultramafic rocks.

5. Špeciálne horniny majú aj špeciálne označenia (trondhjemit, tonalit, eucrit, pantelerit, comendit, spilit, ai). Tieto a ďalšie podobné horniny nemôžu preto slúžiť na vytvorenie samostatných horninových tried, radov, resp. polí.

6. Do poľa monzogranitov (pole 3b) padá eutektické minimum granitických tavenín. Preto pre toto pole sa používa aj označenie „normálny granit". Autor klasifikácie (1. c.) je za označenie hornín z poľa 3a a 3b ako „granity", prípadne navrhuje používanie termínov syenogranit a monzogranit v zmysle Schreyera a E. Walgera (1958).

7. V skupine hypoabysálnych hornín v danej klasifikácii sa uvádzajú len obvykle používané názvy hornín, pričom u niektorých horninových typov autor podal upresnenie ich definície.

8. A. Streckeisen (1. c.) veľmi podrobne rozobral aj problematiku nomenklatúry a klasifikácie vulkanických hornín. Pre horniny, v ktorých základná hmota nemôže byť presne určená, navrhuje používanie predpôn „pheno-" (P. Niggli, 1931). Autor klasifikácie rozviedol problematiku dualitnej nomenklatúry paleo- a neovulkanických hornín i názory proti takémuto označeniu. Vcelku zdôraznil, že názov konkrétnej horniny nemôže byť založený na jej stratigrafickom začlenení, ale jedine na základe jej zloženia. Pre naše pomery uvediem niekoľko príkladov.

V klasifikácii P. Niggliho (1931), W. E. Trögera (1935), A. Rittmana (1952) a i. dacity sú chápané ako výlevné ekvivalenty kremitých dioritov. A. Streckeisen (1. c.) poukázal na okolnosť, že v Transylvánii (Dácii) dacity predstavujú efuzívne ekvivalenty granodioritov. Pre výlevné ekvivalenty kremitých dioritov A. Streckeisen (1967) navrhol používanie termínu „quartz andezite". Výlevné horniny rady ryolit — dacit sú podľa danej schémy rozdelené nasledovne: alkalické ryolity (pole 2), ryolity (pole 3a), ryodacity (pole 3b) a dacity (pole 4).

V podstate existuje dvojaká možnosť viesť rozhranie medzi andezitmi a čadičmi: na základe bazicity plagioklasov, resp. na základe mafického indexu (M). Vychádzajúc z okolnosti, že bazicita plagioklasov je i v rámci jednej výrastlice plagioklasu nejednotná, i z okolnosti nerovnkej bazicity fenokrystov a plagioklasov základnej hmoty, autor klasifikácie sa priklonil k používaniu M indexu pre podrobnejšie členenie hornín rady andezit — čadič. Za hraničnú hodnotu navrhol M = 40. Pritom medzi čadičmi v zmysle zaužívaných označení rozlíšil:

— t h o l e i t i c k é b a z a l t y: olivín chýba, príp. je prítomný v malom množstve; horniny tohoto typu často obsahujú malé množstvo voľného, resp. normatívneho kremeňa. Patria sem značne rozšírené plateau bazalty;

— a l k a l i c k é b a z a l t y: majú alkalickú afinitu, vyznačujú sa nízkym obsahom feldšpatoidov, prípadne obsahujú normatívny nefelín. Miestami je v nich prítomný Ti-augit, príp. barkevitický amfibol. Spolu s alkalickými andezitmi sú najhojnejšími horninovými členmi asociácie alkalických olivínických bazaltov;

— o c e a n i t y sú olivínické bazalty s vysokým obsahom olivínu.

9. Výlevnými ekvivalentami monzonitov sú podľa A. Streckeisena (1. c.) latity, zatiaľ čo výlevné ekvivalenty poľa 9 (monzodiorit a monzogabro) označil ako „latit-andezit" a „latit-bazalt".

10. V zmysle danej klasifikácie kremité porfýry a ryolity neodlišujú sa len vekom. Podľa A. Streckeisena (1. c.) kremité porfýry predstavujú jednu z variet ryolitov, ktorá sa vyznačuje prítomnosťou ortoklasu, zatiaľ čo pre ryolity je charakteristický sanidín.

11. Stále aktuálna problematika používania názvov: bazalt, spilit, diabáz, dolerit a melafýr je podmienená okrem iného tým, že pri používaní a náplni uvedených označení hornín sa uplatňuje niekoľko kritérií: veľkosť zrna (od hrubozrnných po afanitické), spôsob vystupovania (hypoabysálne a efuzívne), stupeň ich zachovania, textúrne znaky a často aj geologický vek. A. Streckeisen (1. c.) navrhol nasledovnú náplň označení: bazalt — jemnozrnná až afanitická hornina; dolerit — stredno- až hrubozrnná hornina. Uvedený autor vcelku pripúšťa používanie termínov diabáz a dolerit tam, kde sú už zaužívané. Rozhodne však doporučil nepoužívať označenie melafýr. Pritom horninovým názvom rozhodne nesmie byť pripisovaný stratigrafický aspekt! Názvy hornín ako je napr. diabáz a i. navrhuje nahradiť názvom nepreme-

neného typu a adjektívom „premenený" („altered basalt"). V prípade, že chceme vyjadriť aj premenené horninové typy samostatnými názvami, vtedy navrhuje používanie termínu diabáz pre nepremenený dolerit a označenie melafýr pre premenený bazalt.

12. U hornín s kryptokryštalickou resp. sklovitou základnou hmotou názov horniny a jej zaradenie v danej systematike nemôže byť na základe modálneho zloženia. Ak je k dispozícii chemická analýza takejto horniny, vtedy sa z chemického zloženia doporučuje vypočítať modálne (nie normatívne!) zloženie. Pre takúto horninu sa v názve používa predpona „hyalo-". V prípade, že chemická analýza je nie k dispozícii, vtedy horninu nutno pomenovať na základe identifikovateľných minerálov, ktorými bývajú najmä porfyrické výrastlice. Takáto hornina sa označuje predponou „pheno-". A. Streckeisen (1. c.) zároveň upozornil na citlivé používanie obidvoch vyššieuvedených predpôn. Autor klasifikácie zároveň navrhol semikvantitatívne označenie obsahu skla v matrix adjektívom nasledovne:

5—25 % skla	. . . sklo obsahujúci	(glass-bearing)
25—50 % skla	. . . sklom bohatý	(glass-rich)
50—80 % skla	. . . sklovitý	(glassy)
>80 % skla	. . . špeciálne názvy	

13. Pri pomenovávaní eruptívnych hornín nutno brať v úvahu aj percentuálne zastúpenie tmavých minerálov (M index). Pritom pre každý horninový typ je charakteristický určitý M index, resp. je udaná variačná šírka jeho obsahov. Obsah tmavých minerálov pod určenú hodnotu A .Streckeisen (1. c.) navrhol označiť predponou „leuco-"; obsah vyšší ako je horná hranica daného horninového typu sa označí predponou „mela-". Pre horniny s M-indexom v rozmedzí 75—90 sa môže použiť predpona „mafitic" (mafický). Vyššieuvedené návrhy A. Streckeisena (1967) sú zosumarizované v uvedenej práci v tabuľkách na strane 194, 195.

Diskutovaná práca A. Streckeisena (1967) obsahuje 3 prílohy. Príloha 1 (str. 204—205) predstavuje určovací kľúč eruptívnych hornín; príloha 2 je zosumarizovaním grafických klasifikačných schém mnohých autorov. Táto časť je veľmi prehľadná a vhodná pri porovnávaní náplne označení rôznych základných horninových typov. Príloha 3 bola publikovaná v nasledovnom čísle Neues Jahrb. Min. Abh (107, 3, 215—240). Ide o grafické zobrazenie rôznych komplexov vyvrelých hornín v navrhnutej klasifikačnej schéme. V prílohe je zosumarizované množstvo faktického materiálu z celého sveta.

Postavenie granitoidných hornín Západných Karpát v Streckeisenovej klasifikácii

Malé Karpaty. Na obr. 3 sú zobrazené projekčné body granitoidných hornín uvedeného pohoria. Planimetrické analýzy sú prevzaté z práce B. Cambela — J. Valacha (1956). Uvedení autori v monografii o malokarpatských granitoidných horninách použili kvantitatívnu minerálnu klasifikáciu P. Niggliho (1931).

Horniny označené B. Cambelom — J. Valachom (1. c.) ako granity padajú do poľa 3b, t. j. do poľa monzogranitov. Dva priemety biotitických granitov sa nachádzajú hlboko v poli granodioritov. Granodiority Malých Karpat majú v trojuholníkovom plošnom zobrazení široký rozptyl. Priemety dvoch dvojsľudných granodioritov sa nachádzajú v poli syenogranitov v blízkosti spojnice tohoto poľa s poľom alkalických granitov. Dva priemety dvojsľudných granodioritov sa nachádzajú na čiare Q = 45, resp. tesne nad ňou, čo je dôvod pre označenie týchto hornín ako „kremeňom bohatý dvojsľudný monzogranit", resp. „kremeňom bohatý dvojsľudný granodiorit". Dva priemety biotitických granodioritov sa nachádzajú v poli monzogranitov, jeden priemet je v poli kremitých dioritov. Pritom priemet kremitého dioritu padá do poľa monzogranitu.

Záverom možno uviesť, že naprostá väčšina granitoidných hornín Malých Karpát svojim minerálnym zložením v klasifikácii A. Streckeisena (1967) patrí do skupiny granitov (monzogranitov), v menšej miere do poľa granodioritov. Obsah kremeňa je v medziach 25—40 %, z ktorého obsahu sa vymykajú dve analýzy granodioritov svojim nepatrne zvýšeným obsahom (Q = 45 — 48).

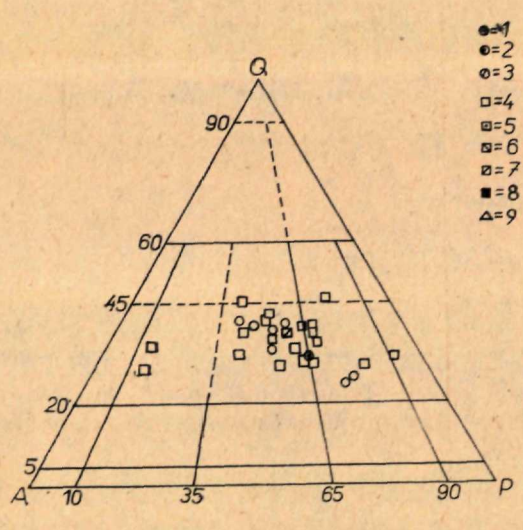
Západné Tatry. Priemetné body planimetrických analýz sú prevzaté z práce A. Goreka (1956, nepubl.) a nepublikovaných diplomových prác Š. Kahana (1961), J.

Veizera (1964), P. Reichwaldera (1964) a S. Mikoláša (1970). Uvedení autori neuviedli použitú klasifikačnú schému.

Z hľadiska obsahu kremeňa (obr. 4) priemetné pole granitoidných hornín Západných Tatier je značne pretiahle. Priemetný bod muskovitického granodioritu svojim obsahom 77 % Q padá hlboko do poľa kremitých granodioritov.

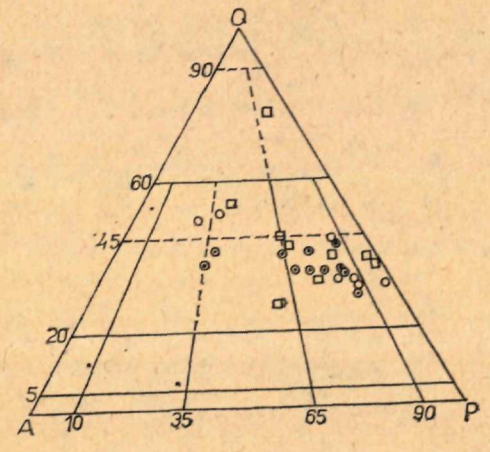
Do poľa kremeňom bohatých granitov padá analýza dvojsľudného granitu, biotitického granitu a 2 analýzy dvojsľudných granodioritov. Zaujímavá je pozícia väčšiny (okrem 2) „autometamorfovaných granitov" v poli granodioritov, pričom u časti z nich priemetné body sú nevýrazne posunuté smerom ku Q = 45. Priemety hornín označených ako granity sa nachádzajú v poli granodioritov, jeden priemetný bod je situovaný v poli kremitých dioritov. V tomto poli sa nachádzajú aj dva priemety granodioritov.

Do poľa kremitých dioritov je situovaný aj priemet priemerného zloženia „tatritu" (= kremitého dioritu, resp. tonalitu) uvedený v učebnici autorov M. Bolewski — M. Turnau-Morawska (1963).

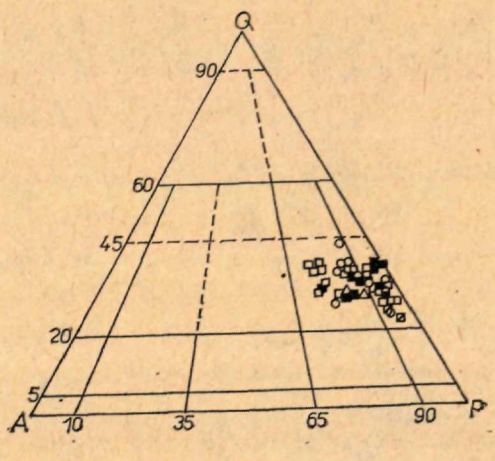


Vysvetlivky (platia pre obr. 3—7): 1 — granit; 2 — autometamorfovaný granit; 3 — kremitý granit; 4 — granodiorit; 5 — autometamorfovaný granodiorit; 6 — leukokratný granodiorit; 7 — kremitý granodiorit; 8 — kremitý leukotonalit; 9 — kremitý diorit.

Obr. č. 3. Malé Karpaty



Obr. č. 4. Západné Tatry

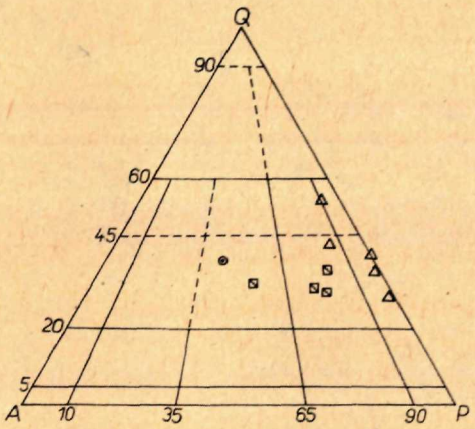


Obr. č. 5. Vysoké Tatry

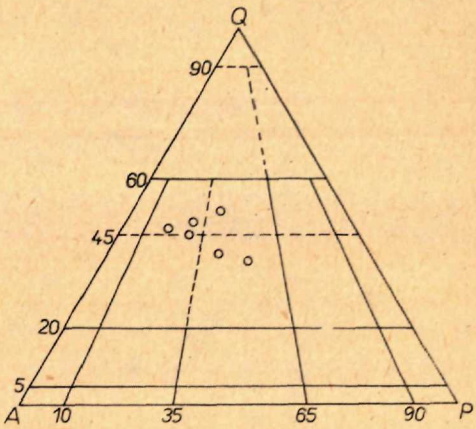
Vysoké Tatry. Všetky priemetné body granitoidných hornín Vysokých Tatier sú z práce M. Turnau-Morawskej (1948) a A .Goreka (1959) a nachádzajú sa v priemetnom poli granodioritov a kremitých dioritov. Svojim obsahom modálneho kremeňa patria medzi „normálne" granodiority a kremité diority. Horniny označené ako kremité leukotonality padajú do poľa kremitých dioritov, pre horniny ktorého poľa v zmysle A. Streckeisena (1. c.) môže byť použitý aj názov tonalit. Časť priemetných bodov leukotonalitov sa nachádza v poli granodioritov. V tomto poli sú situované aj priemetné body „granitov" a dva priemety kremitých dioritov. Dva kremité granodiority sa nachádzajú v poli kremitých dioritov, pričom podľa pozície v dolnej časti uvedeného poľa je zrejmý nízky obsah kremeňa v daných horninách. Vcelku priemetné pole hornín Vysokých Tatier má malý plošný rozptyl a je zpomedzi ostatných jadrových pohorí najmenej plošne členené.

Tribeč. Granitoidné horniny tohoto pohoria (planimetrické analýzy in E. Krist, 1960) patria do skupiny normálnych granitov, granodioritov a kremitých dioritov (obr. 6). Len priemet jednej horniny sa nachádza v poli kremeňom bohatých granodioritov, resp. kremitých dioritov. Ide o priemet kremitého dioritu, pričom ďalšia planimetrická analýza tohoto horninového typu sa nachádza v poli granodioritu. V poli monzogranitu sa nachádza aj analýza autometamorfovaného granitu a leukokratného granodioritu. Do poľa monzogranitov spadajú aj priemetné body kremitých dioritov, zatiaľ čo priemetné body leukokratných granodioritov sa nachádzajú v poli granodioritov.

Celkove E. Kristom (1960) použité označenie granitoidných hornín je veľmi blízke ich označeniu v Streckeisenovej klasifikácii.



Obr. č. 6. Tribeč



Obr. č. 7 Spišsko-gemerské rudohorie

Spišsko-gemerské rudohorie. Oproti predchádzajúcim trojuholníkovým zobrazeniam na obr. 7 je nápadné posunutie projekčných bodov gemeridných granitoidných hornín smerom k vrcholu Q. Projekčné body hornín sa nachádzajú nad i pod čiarou Q = 45, takže pre časť z nich v zmysle diskutovanej klasifikácie patrí označenie „kremeňom bohatý granit". Pritom priemetné body diskutovaných hornín sa nachádzajú v poli syenogranitov i monzogranitov. Planimetrické analýzy na obr. 7 sú z práce autorov J. Kamenický — L. Kamenický (1956).

Záver

Streckeisenova klasifikačná schéma je vypracovaná tak, aby priemetné body jednotlivých hornín padali do stredov vyčlenených polí. Autor klasifikácie sa z dôvodov použiteľnosti vypracovanej klasifikačnej schémy i gelógmi nešpecialistami, resp. geológmi-začiatočníkmi snažil zredukovať počet používaných názvov. Pritom vypracovaná klasifikácia eruptívnych hornín je prísne minerálne kvantitatívna.

A. Streckeisen (1967) na niekoľkých miestach svojej práce (1. c.) zdôraznil, že v predloženej klasifikácii vynecháva všetky ďalšie aspekty, okrem aspektov minerálneho zloženia horniny. Ide najmä o problematiku veku, stupňa premeny horniny a i. Pritom predložená klasifikácia je výrazne popisná, genézu horniny neberie do úvahy. Je to nanajvýš sympatický znak, nakoľko názory na genézu tej istej horniny sa vo väčšine prípadov značne rôznia.

Vo vypracovanej klasifikačnej schéme značná pozornosť je venovaná označovaniu efuzívnych hornín s mikrokryštalickou, resp. sklovitou základnou hmotou. Z hľadiska problematiky Západných Karpát je akceptovateľné členenie hornín rady andezit — bazalt na základe obsahu tmavých minerálov, pričom za hraničnú hodnotu je považovaný obsah tmavých minerálov M = 40 %.

V záujme ucelenosti vypracovanej klasifikačnej schémy žiadalo by sa i vypracovanie členenia eruptívnych hornín na základe ich zrnitosti. Takto prípadný používateľ klasifikácie A. Streckeisena (1967) pri zrnitostnom označení danej horniny (jemno-, stredno-, hrubozrnný typ horniny) sa musí opierať o zrnitostné členenie iných autorov.

Pre prípadné používanie diskutovanej klasifikácie u nás za pozornosť stojí okolnosť, že v klasifikácii sa nepočíta s používaním termínov melafýr, banatit, spilit, adamelit a i. Do pozornosti prípadným záujemcom uvádzam i redefinovanú, resp. novú náplň označení hornín (dacit, kremitý andezit, latit-andezit, latit-bazalt a i.).

Doručené: 22. II. 1972
Doporučil: Pavol Grecula

Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty
Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA

BOLEWSKI M. — TURNAU-MORAWSKA M., 1963: Petrografia, 811 s., Warszawa.
CAMBEL B. — VALACH J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce, Zošit 42, Bratislava.
GINSBURG V. I. — JEFREMOVA S. V. — VOLOVIKOVA I. M. — JELISEJEVA O. P., 1962: Količestvenno-mineralnyj sostav granitoidov i jevo značenije dlja voprosov petrologiji i nomenklatury (na primere Kolskovo poluostrova, Srednej Azii i Kazachstana). Soviets. geol. 3, 67—82, Moskva.
GOREK A., 1956: Záverečná zpráva o splnení úkolu Vysoké Tatry (Západné Tatry) — XIII a. Manuskript — Archív katedry geol. a paleont. PF UK, Bratislava.
GOREK A., 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geol. zborn., X, 1, Bratislava.
HEJTMAN B., 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornin, 363 s., Praha.
JOHANNSEN A., 1939: A descriptive petrography of the igneous rocks 2 nd ed., vol. 1, Univ. of Chicago Press, Chicago.
KAHAN Š., 1961: Geologicko-petrografické pomery na JZ svahoch Západných Tatier v oblasti Žiarskej a Joloveckej doliny. Manuskript — Archív katedry geol. a paleont. PF UK, Bratislava.
KAMENICKÝ J. — KAMENICKÝ L., 1956: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41, Bratislava.
KRIST E., 1960: Granitoidné horniny Tribča. Acta geol. et geogr. univ. com., geol. 4, Bratislava.
MIKOLÁŠ S., 1970: Štruktúrny výskum kryštalinika v oblasti Bystrej doliny (Západné Tatry). Manuskript — Archív katedry geol. a paleont. PF UK, Bratislava.
NIGGLI P., 1931: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. miner. u. petr. Mitt., 11, Leipzig.
REICHWALDER P., 1964: Geologicko-petrografické pomery medzi Tichou a Kôprovou dolinou v Západných Tatrách. Manuskript — Archív katedry geol. a paleont. PF UK, Bratislava.
RITTMAN A., 1952: Nomenclature of volcanic rocks. Bull. volc., ser. II, 12, Napoli.
STRECKEISEN A., 1964: Zur Klassifikation der Eruptivgesteine. N. Jb. Miner. Mh., Stuttgart.
STRECKEISEN A., 1965: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. Geol. Rdsch., 55, Stuttgart.
STRECKEISEN A., 1967: Classification anad Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jb. Miner. Abh., 107, 2, Suttgart.
TRÖGER W. E., 1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.

TURNAU-MORAWSKA M., 1948: Z mikrogeologii trzonu kristalicznego tatranskiego. Kosmos, ser. K, A 54, Wroclaw.
VEIZER J., 1964: Geologicko-petrografické pomery územia medzi Kamenistou a Tichou dolinou v Západných Tatrách. Manuskript — Archív katedry geol. a paleont. PF UK, Bratislava.

Streckeisen's Classification and Some Problems of Nomenclature of the West-Carpathian Eruptive Rocks

DUŠAN HOVORKA

The article consists of two parts. The first contains the analysis of the Streckeisen's (1967) quantitative mineral classification of eruptive rocks. The second part includes ordering of the West-Carpathian granitoid rocks into the classification scheme mentioned. In triangular projections are projection points of granitoids from some core mountain-ranges and of granitoid rocks from Spišsko-Gemerské Rudohorie (mountains).

Figures 3—7 show that the types of rocks classified according to A. Streckeisen (1967) are represented very unequally in granitoid massifs of the West Carpathians (mountains). While in the massif of Vysoké Tatry (High Tatra mountains) mineral composition is considerably monotonous, in other core mountain-ranges remarkable dispersion of projection points may be observed.

Acid plutonic rocks in the West Carpathians may be denoted as monsogranites, granodiorites and quartz diorites, in the sense of Streckeisen's classification (1. c.). A small portion of the rocks in Malé Karpaty (mountains) and Western Tatra (mountains) may be denoted as „quartzose granite".

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ernest Mecháček — František Petrík: **Geochemicko-petrografický výskum slovenských uhoľných ložísk** (4. XI. 1971, Bratislava)

Uhoľné sloje handlovsko-nováckej a juhoslovenskej uhoľne pánvy — závod baňa Dolina patria geneticky k humitom, pričom dominantným typom sú detrity a zmiešané xylitícko-detrické typy. Zriedkavo sa vyskytuje fuzit.

Sloje terciérnych slovenských uhoľných ložísk zaraďujeme všeobecne podľa stupňa preuhoľnenia do hnedouhoľného štádia premeny, pričom v nich je zastúpená široká paleta preuhoľňovacích typov — od lignitu, ktorý predstavuje hemifázu hnedouhoľného štádia až po metafázu a niektoré úseky hlavne v J a JV časti handlovského ložiska predstavujú prechody k čiernemu uhliu. Určenie stupňa preuhoľnenia sa urobilo na základe chemických analýz, petrografického charakteru a určenia svetelnej odrazivosti uhlia. Svetelná odrazivosť uhlia vykazuje hodnoty od 0,10 do 0,41 %.

Rozdiely v preuhoľnení medzi handlovským a novácky ložiskom je možné vysvetliť rôznou mobilitou pánvy (počet a mocnosti slojov) a vplyvom nadložných vulkanických masívov.

Určité korelácie medzi stupňom preuhoľnenia a mechanickými vlastnosťami (mikrotvrdosť) boli zistené pri skúmaní xylitickej zložky uhlia z Novák a Handlovej, pričom bol zistený nepriamy vzťah preuhoľnenia k tvrdosti uhlia.

Otázka preuhoľnenia slojov v juhoslovenskej uhoľnej pánvy je v podstate jednoduchšia, sloje sú v hemi a čiastočne v ortofáze preuhoľnenia a ich geologický vývoj nevytvoril predpoklady k ich intenzívnej premene.

Z uhoľno-petrografických mikrotypov všeobecne prevláda skupina humitu, v podradnejšom zastúpení je bitumit a intertit.

Mineralizácia slojí je nasledovná: okrem tufogénneho a ílovitého materiálu na novácky ložisku v uhlí sa vyskytujú: pyrit, chalkopyrit?, realgár, auripigment, sadrovec a chalcedón, na handlovskom ložisku okrem prekremenenia sú konkrécie pyritu a markazitu. V rozplavenom uhlí ako syngenetická prímes sa zjavujú opracované zrnká kremeňa, biotit, muskovit, granáty, sadrovec. Polohy pelosideritu sa vyskytujú predovšetkým v medzislojovom pásme.

Asociácia minerálov v slojoch juhoslovenskej uhoľnej pánvy je chudobná, okrem bežných minerálov sírnikov a síranov bol popísaný vivianit.

Obsahy mikroprvkov kolíšu v širokom rozmedzí hodnôt. Distribúcia prvkov je pri väčšine lognormálna s kladnou asymetriou. Maximá sú pomerne málo výrazné a predstavujú nám približne 25—40 % prípadov.

Makropetrografické typy uhlia majú značne premenlivé a rozdielne obsahy mikroprvkov. Na handlovskom ložisku najbohatšie na mikroprvky sú xylitické typy uhlia (B, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, Sn, Pb) a na novácky ložisku detritické typy uhlia (B, Ba, Sr, Cu, Mo). Na bani Dolina rozmiestnenie prvkov v makropetrografických typoch uhlia je rovnomernejšie. Vo fuzitoch nachádzajú sa zvýšené obsahy niektorých prvkov, predovšetkým Ni a Co.

Uhoľné bridlice majú podstatne nižšie obsahy mikroprvkov, a to: obsahy B sú približne 10×, obsahy Ba, Sr, Ni, Co 2 až 2,5× nižšie.

Obsahy mikroprvkov so zvyšovaním obsahu popola v uhlí sa spravidla znižujú. V slojoch v Handlovej a Novákoch je táto závislosť pri všetkých prvkoch menej výrazná. Na bani Dolina táto závislosť je pri niektorých prvkoch veľmi výrazná. Vyplýva to i z hodnôt korelačných koeficientov.

V profiloch slojov majú mikroprvky tendenciu koncentrovať sa v horných alebo dolných častiach sloja. Rozdiely medzi priemernými obsahmi nie sú veľké.

Laterálne rozmiestnenie prvkov sme študovali v Handlovsko-nováckej uhoľnej pánve. Distribúcia prvkov v priestore je veľmi nerovnomerná. V smere V—Z obsahy takmer všetkých prvkov, tak v handlovskom ako i na nováckom ložisku, klesajú. Obsahy niektorých prvkov v dolnom handlovskom sloji sú značne vyššie ako v oblasti výskytu melafýrových hornín (Cu, Ni, Co, Cr). V novácky slojoch, kde sa v znosovej oblasti uplatnili vo väčšej miere i kryštalické horniny, sú vyššie obsahy Ge a Pb.

Jozef Gubač: **O problematike štúdia premien okolných hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí** (2. XII. 1971, Bratislava)

Pri štúdiu zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí sa už oddávna poukazovalo na závislosť jeho povahy a intenzity, od petrografickej povahy okolných hornín. Z novších autorov je potrebné spomenúť hlavne práce C. Varčeka, v ktorých sa poukazuje na závislosť vystupovania alumosilikátov, hlavne albitu na žilách, na závislosť rozšírenia barytu v horninách s anhydritom a sadrovcom, ako aj na iné vzťahy medzi vystupovaním zrudnenia a geologickým prostredím. Pritom je potrebné mať na zreteli, že mineralogickú a geochemickú povahu týchto závislostí môže podať len vlastné štúdium premien okolných hornín.

Pod premenami okolných hornín rozumiem metasamotózu vyvolanú roztokmi, s ktorými bol spojený vývoj nerastných surovín. Chcem tým povedať, že mám na zreteli taký prípad premeny okolných hornín, ktorý s procesom zrudnenia tvorí jeden celok, jeden prípad premeny vývoja tejto mineralizácie ovplyvňuje druhý a on sám je ovplyvnený vývojom toho druhého prípadu.

V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria došlo k vývoju premien hlavne v paleozoických horninách. Pri zohľadnení teploty premeny vychádzame z rozdielu termálnosti vývoja muskovitu a sericitu, biotitu a chloritu, ortoklasu a mikroklinu. S ohľadom na parageneticke vzťahy spomenutých kritických minerálnych dvojíc rozlišujem premeny pri vyššej a nižšej teplote. Vyššie termálne premeny nastali hlavne v gemeridných granitoch. Pri zníženej teplote sa uplatnil CO_2. Podľa jej rozsahu rozlišujem premeny v sprievode karbonátového a kremeň-sulfidného zrudnenia. Možno povedať, že v horninách kde nastal výraznejší vývoj sideritu je obyčajne potlačená sulfidická mineralizácia a opačne.

Hydrotermálne premeny viedli k vstupu zložiek alumosilikátových minerálov do zloženia roztokov. V tom vidím objasnenie napr. prítomnosti albitu, turmalínu, sericitu, fuchsitu i anomálnejšie prípady Co, Ni-minerálov v žilách Spišsko-gemerského rudohoria. Významnú úlohu pritom zohrali aj premeny samotných gemeridných granitov, ktoré je zrejme potrebné považovať za zdroj rudonosných roztokov.

Geologické prostredie Spišsko-gemerského rudohoria zohralo významnú úlohu pri vývoji metalogenézy. Prejavilo sa hlavne pri vývoji karbonátového zrudnenia.

M. Michalíček: **Plyny v podzemních vodách a jejich hydrodynamický a geochemický význam** (17. 2. 1972, Bratislava)

Geochemie plynů začíná v ČSSR vynálezem objemového chromatografu ve Výzkumném ústavu naftovém Brno (J. Janák, 1953—1954). Přístroj spolu s aparaturou na odplynění vod umožnil prvně stanovit metan, dusík spolu s kysličkem, vodík, kysličník uhličitý (dopočtem) s citlivostí 10^{-1}% objemových při množstvích vzorků nad 10 ml. Na základě výsledků regionálních naftoplyno-prospekčních hydrogeochemických prací i výzkumu minerálních a termálních vod ČSSR, na kterých se podílel Výzkumný ústav naftový od r. 1965 Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, můžeme dnes hodnotit plyny podzemních vod v ČSSR nejen z hlediska chemického, ale i genetického.

Z hlediska chemizmu plynů se vyskytují v podzemních vodách 3 základní typy plynů: metanové, dusíkaté, uhličité.

Plyny metanové s obsahem metanu nad 50 % obj., většinou nad 90 % obj. jsou vázána na hydrogeologicky uzavřená souvrství vnitrokarpatských neogenních pánví, karpatské čelní předhlubně, jejich podloží včetně ostravského karbonu a na oblast karpatského flyše.

Plyny dusíkaté s převažujícím obsahem dusíku nad 50 % obj. jsou typické především jako rozpuštěné, příp spontánní plyny vod hydrogeologické zóny přímé výměny vod s povrchem. Výjimečné jsou nízkotlaké (opd 10 at.) akumulace těchto plynů i vysokotlaké ložiskové plyny (až 128 at.).

Plyny uhličité jsou známy jako plyny vývěru kyselek, jako plyny hlubinných vod i jako plyny ložiskové (Podunajská nížina, Trebišovská kotlina, Ostravsko, oblast Modrý Kameň).

V plynech všech tří základních chemických typů bývají přítomny charakteristické složky: sirovodík, helium, argon.

Z genetického hlediska základní složky plynů rozpuštěných i ložiskových patří k plynům organogenním, anorganického původu a k atmosférickým.

Organogenní plyny představují plyny metanové. Další složkou je dusík biogenního původu. *Anorganické plyny* představuje především kysličník uhličitý. *Vzdušné složky* jsou ve vodách zastoupeny především dusíkem, rovnovážným kysličníkem uhličitým, případně kyslíkem spolu se vzácnými plyny argonem a heliem.

Vedle chemické a genetické klasifikace byla rozvedena i řada otevřených problémů a možnosti použití poznatků o chemismu a původu plynů pro řešení geologických, hydrogeologických a jiných otázek.

Z řešených otázek jsou to např. původ akumulací nehořlavých plynů kysličníku uhličitého dusíku, cestou podrobného analytického a isotopického výzkumu, rozlišení plynů uhelných a živičných; dalším problémem je původ CO_2, — sirovodíku.

Jozef Rohoň: **Poznatky zo stavby priehrady Nurek v Tadžickej SSR** (25. 2. 1972, Žilina)

Nurecká priehrada v Tadžickej sovietskej socialistickej republike bude najvyššou priehradou sveta. Je situovaná na rieke Vachš, je t. č. vo výstavbe. Vytvorená nádrž — 10,5 miliárd m^3 vody bude slúžiť zo 60 % na závlahy, 40 % sa využije energeticky. Elektráreň má 9 agregátov, z ktorých dva sa dajú do prevádzky koncom r. 1972. Získané poznatky a údaje zo stavby:

Priehradny profil: zvolený 6 km nad dedinou Nurek (teraz mesto s 20 000 obyvateľmi) na rieke Vachš v kaňonovitom údolí; morfologický vhodný profil pre klenbu (štíhlostný pomer 3), geologický nevhodný — zvolená sypaná hrádza s hlineným stredovým jadrom;

Zloženie hornín: pieskovce a vyvreliny kriedy, pod nimi jurské soľné vrstvy, na povrchu štrky a aluviálne náplavy štrkového charakteru.

Parametre stavby: množstvo zadržanej vody je 10,5 miliárd m^3, plocha hladiny 95 km^2, užitočný objem 4,5 miliárd m^3 pri rozdiele hladín 53 m, dĺžka jazera 70 km.

Hlavné objekty:

— sypaná hrádza: výška 300 m, dĺžka v korune 900 m, sklony svahov 1:2,25, celková kubatúra 59 mil. m^3, z toho hlinené jadro 13 mil. m^3, filtre 4 mil. m^3, kamenná obrovnávka na svahoch 14 mil. m^3,

— obtokové tunely: sú tri, každý z inej úrovni, prierez majú 103 m^3, dĺžky 1610, 1600 a 1400 m, každý o kapacite 1600 m^3/sek., sú situované pod ľavým svahom; v týchto miestach je ešte dnová výpust s vtokom 100 m pod max. hladinou; jeden z obtokových tunelov a dnová výpust slúžia na prepustenie veľkých vôd,

— tlakové privádzače: 3 tlakové tunely o priemere 10 m napojené na 3 vtokové veže; tunely sa rozdeľujú do 9 tlakových privádzačov o priemere 6m,

— hydrocentrála: 3 bloky a montážny blok, rozmery 200×50 m, hĺbka založenia 40 m, nezastrešená, inštalované 9 vertikálno-radiálnych turbín o priemere kola 4.75 m, 9 generátorov, každý o výkone 300 MW, strednedlhodobá ročná výroba 11 200 mil. KWh.

Poznatky zo stavby:

— vylúčenie etapizácie pri projektovaní priehrad pokiaľ to geológia dovolí (prevádzanie vody obtokmi),

— dôkladná príprava stavby, vrátane vybudovania potrebného zariadenia staveniska, nutných prekládok sietí, komunikácií,

— organizačné skĺbenie zainteresovaných organizácií na výstavbe,

— uplatňovanie hladkého odstrelu pri výkope stavebných jám, výkopoch pre komunikácie,

— odstrel na odhoz pri prehradzovaní riek,

— progresívna technológia pri razení tunelov, šachiet, štôlní,

— zisťovanie seizmických účinkov pri odstreloch,

— technológia vŕtania a odstrelov na povrchu,

— technológia prípravy hliny pre tesniace jadro a jej spracovanie,

— uplatnenie prefabrikácie pre stavbu vlastnej elektrárne.

Dimitrij Andrusov: **Nová koncepcia stavby pieninského bradlového pásma** (9. III. 1972, Bratislava)

Nové výskumy v bradlovom pásme Karpát nútia značne zmeniť koncepciu jeho stavby. Je možné dnes s istotou tvrdiť, že druhohory bradlového pásma tvoria sústavu vrás a príkrovov vzniknutých za laramskej fázy vrásnenia, konkrétne medzi vrchným maastrichtom a paleogénom. Vrstevné sledy v druhohorách idú od vrchného triasu alebo liasu vo vrstevných sledoch buď neporušených alebo prerušených len krátkymi hiátmi až do vrchného maastrichtu. V severnejšom pruhu vznikli jednotky: czorsztynská a pieninská, spojené medzi sebou prechodmi. Túto sústavu označujeme ako p i e n i n y. Na túto sústavu od juhu bol nasunutý rozsiahly príkrov maninský, pod ním však južne od pienín ležalo pásmo s osobitnou stratigrafiou triasu a jury — je to jednotka kostelecká. Popri nej sa ťahal hrebeň asi komplexného zloženia, ktorý sa vynoril v senóne, hlavne v santóne, prípadne až v cenomane, značne sa vyzdvihol a bol intenzívne rozrušovaný — poskytoval vrchnokriedovým zlepencom čiastočne i kryštalinický materiál — je to u l t r a p i e n i n s k ý h r e b e ň. Laramská vrásová sústava bola severovergentná. Vznikla asi pod vplyvom tlaku južnejšie umiestnenej sústavy tiež severovergentných príkrovov centrálnych Západných Karpát, ktoré boli na laramskú sústavu sunuté en bloc. Laramská sústava bola prikrytá paleogénom v západnej a strednej časti západokarpatského oblúka v dvoch najvnútornejších vývinoch magurského typu, na východe v osobitnom vývine inovskom (priútesovom), pri vnútornom obmedzení bradlového pásma — v osobitnom vývine, často s paleocennými biohermami

(hričovopodhradský vývin). Po usadení sa paleogénu nastalo druhé vrásnenie — helvetsko-savské. Pri severnom obmedzení bradlového pásma intenzívne a juhovergentné. Laramské príkrovy boli pritom deformované, vznikli juhovergentné šupiny a vrásy. Pritom vznikla väčšia časť tzv. bradiel. K týmto záverom bolo možné dospieť novým prešetrením stratigrafie vrchnej kriedy a paleogénu v oblasti bradlového pásma a čiastočne aj v súvise s novými paleontologickými výskumami K. Borzu, E. Köhlera a O. Samuela.

MINERALIA SLOVACA

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava, Inžinierskogeologický a hydrologický prieskum, n. p., Žilina, Nafta, n. p., Gbely, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava.
Nakladateľ: Geologický prieskum n. p., Spišská Nová Ves
Redakcia: Košice, Geologický prieskum, n. p., Stará spišská cesta
Povolenie: KNV Košice — 104 (kult.) TRUD.
Vytlačili Dukelské tlačiarne, n. p., Prešov. Počet AH 9, VH 6. Jún 1972.
Rukopis odovzdaný do tlačiarne 3. 9. 1971.
Vytlačené v auguste 1972.
Cena jedného čísla: pre právnicke osoby 30 Kčs, pre fyzické osoby 15 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs.
Ročné predplatné: pre právnicke osoby 120 Kčs, pre fyzické osoby 60 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 40 Kčs.
Predplatné pre cudzinu: cena za jedno číslo 3 US doláre + 0,5 US dolára obyčajné poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatne: 10 dolárov + 2 US doláre obyčajné počtovné.
Do socialistických štátov predplatné v rubľoch. Cena za jedno číslo 4 ruble + 0,7 rubľa poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné 15 rubľov + 2,8 rubľa obyčajné poštovné.
Objednávky adresujú sa redakcii a administrácii časopisu. Výpovedná lehota na predplatné: 3 mesiace pred uplynutím kalendárneho roka.
Ročne sa vydávajú 4 čísla.