

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 8 • ČÍSLO 4

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1976

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ
 Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA, CSc.
 Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

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

OBSAH — CONTENTS

<i>Rudolf Rudinec</i> : Ložiská uhľovodíkov vo východoslovenskom neogéne — Reservoirs of hydrocarbons in the neogene of eastern Slovakia	289
<i>Я. Славик — Г. П. Багдасарян — М. Каличяк — Ю. Тежер — О. Орлицки — Д. Ваиш</i> : Радиометрические возрасты вулканических пород Вигорлата и Сланских гор — Radiometric ages of volcanic rocks in the Vihorlat and Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)	319
<i>Oto Miko — Jozef Határ</i> : Kryštalinikum Žiaru: Nové poznatky o stavbe, akcesorické minerály — The crystalline complex of the Žiar Mountains: new data on structure, accessory minerals	335
<i>Ladislav Števula — Ján Petrovič — Mária Kubranová</i> : Vznik syntetických ťlových minerálov z kremičito-hlinitých sféroidov za hydrotermálnych podmienok — The formation of synthetic minerals from silica-alumina spheroids under hydrothermal conditions	355
<i>Dušan Cabala</i> : Riešenie hydrogeologických pomerov magnezitových ložísk na príklade ložiska Burda — On the solution of the hydrogeological deposits, demonstrated on the Burda deposit (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)	369

KRONIKA

<i>Ivan Herčko</i> : Vedecké výskumy Jozefa Szabóa v banskoštiavnickom rudnom revíre (k 80. výročiu úmrtia)	379
<i>Ivan Herčko</i> : Vedecká cesta anglického geológa J. W. Judda do Banskej Štiavnice	383

RECENZIA

<i>J. Kamenický</i> : Kavkaz — Karpaty — Balkany, Geologicko-tektonické paralely (Paffengolc, K. N.)	334
<i>P. Kašpar — J. Ulrych</i> : Minéralogo-genetičeskije osobennosti skarnovo-redkometalnych mestoroždenij Zapadnogo Uzbekistana (M. I. Ismailov)	368
<i>P. Kašpar — J. Ulrych</i> : Metasomatizm i rudoobrazovanie (Sborník)	378

**LOŽISKÁ UHLOVODÍKOV VO VÝCHODOSLOVENSKOM
NEOGÈNE***(11 obr. v texte)***RUDOLF RUDINEC*****Месторождения углеводородов и неогене Восточной Словакии**

V neogene Východnej Slovenska razvedkou za posledních dvadzať let boli razvedané priemyselné mestoroždenia gasu Trhovište — Pozdišovce, Stretava, Ptruška a Bánovce. Neft sa stretáva iba v tvare mineralogickych prejavov. V práci opisujú sa geologické stavenie a niektoré otázky relatívne pôvodu a akumulácie nefti a gasov v tejto oblasti.

**Les gîtes de carbures dans le Néogène
de la Slovaquie Orientale**

Au cours de vingt années de recherches géologiques on a découvert dans le Néogène de la Slovaquie Orientale des gîtes industriels de gaz, comme à Trhovište — Pozdišovce, Stretava, Ptruška et à Bánovce. La présence du pétrole dont la structure cet article décrit, est d'un caractère minéralogique. L'auteur présente aussi quelques questions concernant la genèse et l'accumulation de résines se trouvant dans cette région.

Od začatia prvého hlbokého vrtu Sečovce-1 vo východoslovenskom neogéne v roku 1954 uplynulo viac ako 20 rokov. Za ten čas sa v spomínanej oblasti vyhlbilo 2433 vrtov plytkého štruktúrneho prieskumu (Cf 300), 374 vrtov stredne hlbokého štruktúrneho prieskumu (Cf 600) a 145 hlbokých vrtov.

Príspevok si kladie za cieľ podať ucelený obraz o náleziskách¹ plynu a ropy

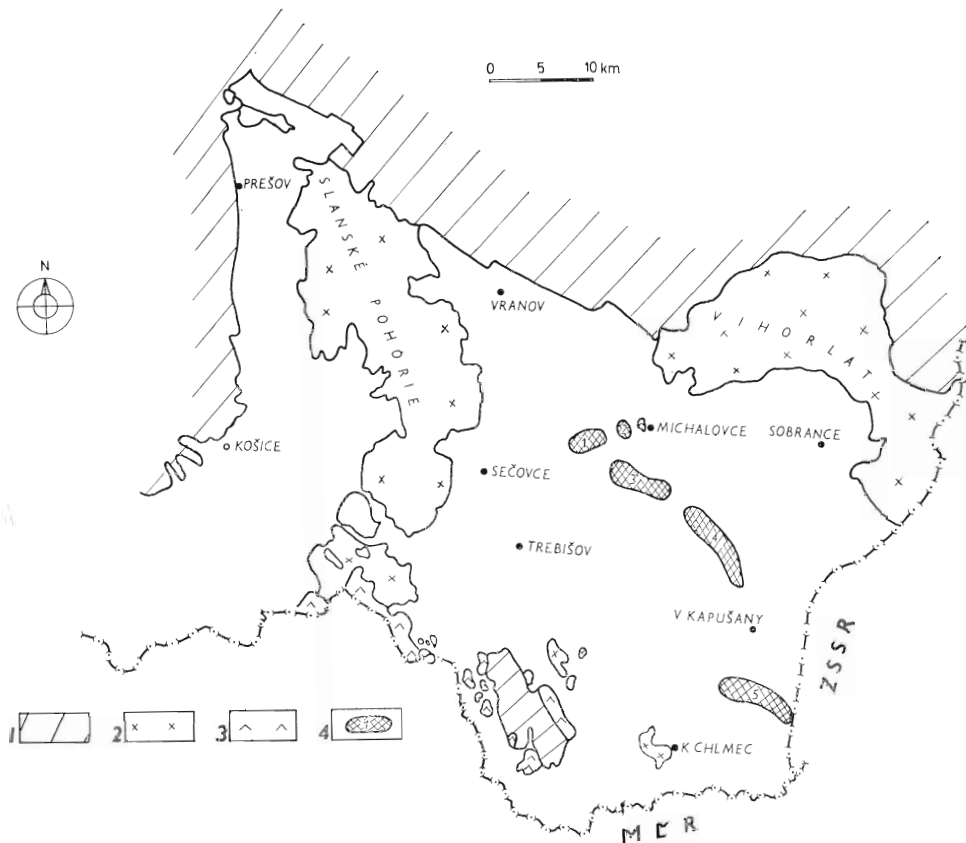
¹ Termín nálezisko používam ako súborné označenie viacerých ložísk uhľovodíkov v jednej štruktúre. Pod pojmom ložisko sa rozumie jedna nasýtená vrstva.

* Ing. Rudolf Rudinec, Nafta, n. p., 071 01 Michalovce.

vo východoslovenskom neogéne. Z nálezísk plynu v príspevku podrobnejšie analyzujeme najmä nálezisko Pozdišovce-stredná kryha, Pozdišovce — Trhovište, Bánovce — Lastomír, Stretava a Ptrukša, ako aj niektoré ďalšie prejavy živíc v iných štruktúrach.

Všeobecná charakteristika roponosných a plynonosných pascí

Doterajšie práce naftového prieskumu vo východoslovenskom neogéne objavili prvé priemyselné akumulácie zemného plynu. Aj keď ide o relatívne malé náleziská, ich ekonomický prínos je vzhľadom na geografickú polohu nesporný.



Obr. 1. Prehľadná mapa plynových nálezísk v Potiskej nížine

1 — predneogenné útvary, 2 — andezity, 3 — ryolity, 4 — plynové náleziská (1. Pozdišovce — Trhovište, 2. Pozdišovce-stredná kryha, 3. Bánovce — Lastomír, 4. Stretava, 5. Ptrukša)

Fig. 1. General map showing gas pools in the Potiská nížina (R. Rudinec 1974)
1 — Pre-Neogene formations, 2 — andesite, 3 — rhyolite, 4 — gas pools (1. Pozdišovce — Trhovište, 2. Pozdišovce-middle block, 3. Bánovce — Lastomír, 4. Stretava, 5. Ptrukša)

Akumulácie a prejavy plynu v oblasti boli zistené okrem pliocénu vo všetkých známych neogénnych súvrstviach. Ich množstvo však v jednotlivých súvrstviach kolíše. Podobné rozdiely sú aj v priestorovom rozmiestení.

Z rozšírenia dodnes známych hospodársky významných nálezísk vidieť, že sa viažu najmä na severovýchodné krídlo panvy.

Výskyt kvapalných uhľovodíkov (ropy) bol vo východoslovenskom neogéne zistený vo viacerých súvrstviach, ale možno ho charakterizovať viac-menej len ako mineralogický.

Skôr ako pristúpime k podrobnejšej charakteristike najvýznamnejších plynových nálezísk tohto územia, uvedieme niekoľko poznámok ku klasifikácii pascí a kolektorov.

V súčasnosti je viacej systémov na klasifikáciu ropných a plynových pascí, ale ani jeden z nich nezahŕňa v plnej miere rôznorodosť, ktorá je v prírode.

Na základe štúdia mnohotvárnosti objavených ložísk predložila skupina sovietskych naftových geológov na VIII. svetovom naftovom kongrese v Moskve (A. G. Aleskin et al. 1971) návrh delenia na šesť skupín.

Hlavné skupiny: A. štruktúrna,

B. litologická,

C. stratigrafická.

Skupiny (podskupiny), ktoré sú kombináciou hlavných skupín:

A — B. štruktúrno-litologická,

A — C. štruktúrno-stratigrafická,

B — C. litologicko-stratigrafická.

Podľa tohto delenia ide vo východoslovenskom neogéne o štruktúrno-litologický typ pascí. Vytváral sa v priebehu sedimentácie za pôsobenia tektonických pohybov, ktoré viedli k deformácii vyклиňujúcich vrstiev.

Zdá sa, že vo väčšine plynových nálezísk je mechanizmus vzniku ich štruktúrnej stavby založený na jednom hlavnom a ďalšom k nemu protiklonnom zlome (Trhovište — Pozdišovce, Stretava, Bánovce n/Ondavou).

Najčastejším kolektorom vo východoslovenskom neogéne je slabo spevnený rôznorodý piesok, v niektorých prípadoch až silne piesčitý íl, stredno- a hrubozrnný pieskovec a konglomeráty. Vo všetkých piesčitých polohách s vápenatým základným tmelom sa v rozličnom množstve vyskytuje tufitická prímes sopečného materiálu, ktorá má negatívny vplyv na jednu z najdôležitejších vlastností kolektora, na priepustnosť. Prímes sopečného materiálu nielenže znižuje priepustnosť, ale aj znemožňuje jej sekundárne zvýšenie pri intenzifikačných prácach (kyselinovania a pod.). Všetky tieto kolektory možno globálne hodnotiť ako vrstvivité.

Podľa zistenia sú kolektormi aj sopečné pyroklastiká, najmä tufy, ba dokonca aj sekundárne rozpukané andezity. V podloží neogénu sú dobrými kolektormi silne rozpukané dolomity a dolomitické vápence.

Charakteristika plynových nálezísk vo východoslovenskom neogéne

Nálezisko Trhovište — Pozdišovce

(obr. 2 a 3)

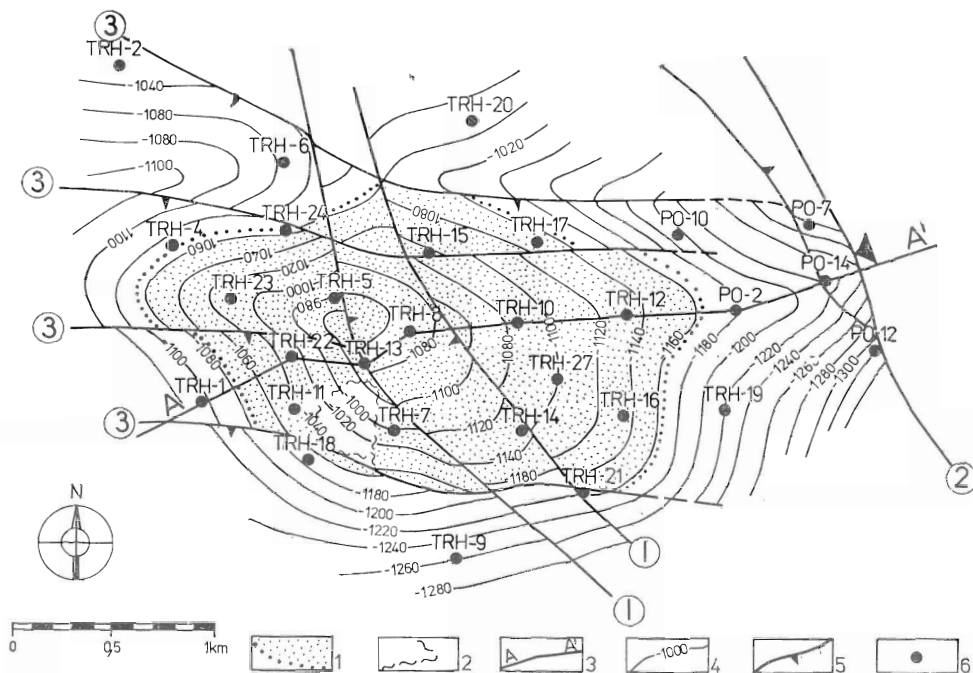
Nálezisko zemného plynu Trhovište — Pozdišovce je v severnej časti Patiskej

nížiny, asi 10 km západne od Michaloviec (D. Ďurica — R. Rudinec 1967). Vyhĺbilo sa tu 29 vrtov a ich výsledky poskytli obraz o úložných pomeroch a rozsahu plynonosnej plochy.

Ako ukazuje obr. 3, hlboké vrty v štruktúre prevrťali súvrstvia spodného sarmatu, vrchného badenu (rotálievový a bolivino-buliminový vývoj), stredného badenu (zóna aglutinancií), spodného badenu a zachytili súvrstvia karpátu.

Litológicky sú všetky súvrstvia vybudované z pelitov a detritov v rozličnom zastúpení. Detritická zložka prevláda najmä vo vrchnom badene, v rotálievovom vývoji a v spodnom badene. Jednotlivé plynové ložiská sú vo vrchnom rotálievovom badene. Pováčšine ide o lokálne šošovkovité obzory, ktoré na krátku vzdialenosť vyslieňujú a opätovne sa objavujú.

Priebeh doterajšej ťažby ukázal na pestrý faciálny vývoj a vyslieňovanie jednotlivých piesčitých vrstvičiek a vrstiev aj vnútri relatívne dobre korelova-



Obr. 2. Štruktúrna mapa povrchu hlavného plynového horizontu (h) vo vrchnom badene na plynovom nálezisku Trhovište — Pozdišovce

1 — plynová časť, 2 — vyslieňovanie obzoru, 3 — geologický rez, 4 — štruktúrne línie, 5 — zlomy (1. — trhovištský, 2. močaransko-topľanský, 3. trhovištské priečne), 6 — vrty

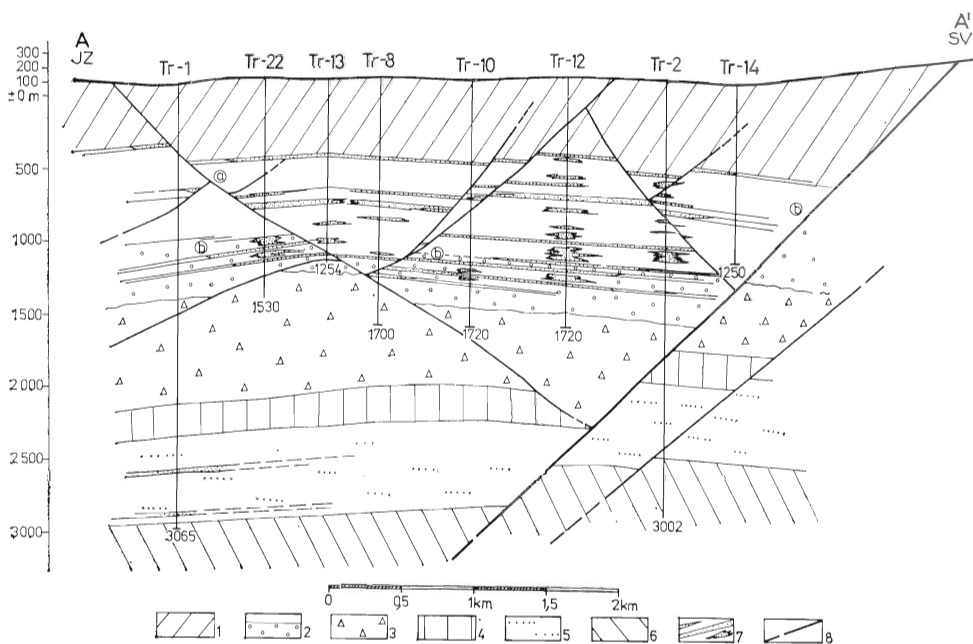
Fig. 2. Trhovište — Pozdišovce gas pool

Structural map of the surface of the main gas horizon in the Upper Badenian — Rotalia development (R. Rudinec 1974)

1 — Gaseous part, 2 — marly development of the horizon, 3 — geological section, 4 — structural lines, 5 — faults (1. Trhovište, 2. Močarany — Topľa, 3. Trhovište cross faults), 6 — wells

teľných piesčitých komplexov (Trhovište-8-13).

Z hľadiska geologickej stavby predstavuje nálezisko Trhovište — Pozdišovce brachyantiklinálu pretiahnutú východo-západným smerom (obr. 2). Brachyantiklinálu porušuje rad zlomov poklesového charakteru, ktoré rozdeľujú produktívnu časť náleziska na rad samostatných tektonických celkov. V širšom kontexte sa štruktúra viaže na poklesnutú kryhu močarianskeho zlomového pásma, ktoré je v severnej časti panvy dominujúcim tektonickým elementom. Vrchol štruktúry sa viaže na trhovišťský zlom, severozápado-juhovýchodného smeru, ktorý je protiklonným zlomom k močarianskemu zlomovému pásmu (obr. 3). Oba tieto zlomy pôsobili syngeneticky vo vrchnom badene, a tak trhovišťský zlom treba chápať ako vyrovnávací. Okrem toho štruktúru porušuje ďalší systém paralelných trhovišťských priečných zlomov východo-západného smeru s úklonom na juh.



Obr. 3. Pozdĺžny geologický rez plynovým náleziskom Trhovište — Pozdišovce
1 — spodný sarmat, 2 — vrchný baden — rotaliový vývoj, 3 — vrchný baden — boli-
vino-buliminová zóna, 4 — stredný baden — zóna aglutinácii, 5 — spodný baden,
— 6 karpatic, 7 — plynový obzor, b — hlavný plynový horizont, 8 — zlomy a) trho-
višťský, b) močaransko-topľanské)

Fig. 3. Longitudinal section through the Trhovište — Pozdišovce gas pool (R. Rudi-
nec 1974)

1 — Lower Sarpatian, 2 — Upper Badenian — Rotalia development, 3 — Upper
Badenian — Bolivino-Bulimina Zone, 4 — Middle Badenian — Agglutinantia Zone,
5 — Lower Badenian, 6 — Karpatic, 7 — gas horizons, b — main gas horizon,
8 — faults (a) Trhovište fault, b. Močarany-Topľanské)

Plynové horizonty sú na nálezíšti Trhovište — Pozdišovce v hĺbkovom intervale od 500—1500 m. Okrem plynonosného piesku z bázy spodného sarmatu všetky ostatné patria do rotálievho vývoja vrchného badenu. Mocnosť produktívnych pieskov, resp. komplexov je od 1—2 do 20 m. Kolektorom je slabo spevnený piesok, príp. silne piesčité vápenaté íl, stredno- až hrubozrnný slabo tuftitický pieskovec, miestami až konglomeráty. Faciálny charakter kolektorov je plošne veľmi nestabilný. Sčasti to možno vidieť na priloženom reze (obr. 3). Variabilné fyzikálne vlastnosti kolektorov sa odzrkadľujú v produkcii z jednotlivých ložísk.

Na celom nálezíšti bolo vyčlenených iba sedem stálejších obzorov, ostatné sa prejavujú ako lokálne šošovky s malým plošným rozsahom. Najväčší počet takýchto šošoviek zachytil vrt Trhovište-12 (39 obzorov).

Pórovitosť piesku kolíše v rozsahu 14—29 % a priepustnosť sa pohybuje medzi 9 až 292 mD.

O kolísavej priepustnosti obzorov svedčia aj veľké rozdiely v kapacite plynu, ktorá sa pohybuje od 20 000 Nm³/24 hod. až do milióna, poväčšine od 100—400 tisíc Nm³/24 hod.

Podľa obsahu vyšších uhl'ovodíkov možno plyn charakterizovať ako suchý až slabo gazolinický. Priemerný obsah gazolínu na 1 Nm³ je okolo 10 g. Podľa Englerovej destilačnej krivky sa na jeho zložení zúčastňujú hlavne uhl'ovodíky C₃, C₄, C₅ až C₈, pričom podstatný podiel pripadá na C₃ (od 86 do 92 %), zvyšok na ostatné.

Priemerné zloženie plynu je: metán 91,2 %, propán 1,8 %, bután 0,1 %, dusík 0,6 %, etán 5,2 %, CO₂ 0,4 %, hustota 0,6174, výhrevnosť (vlhký) 8 072 kcal/m³. Ložiskový tlak jednotlivých obzorov je o 3—15 atp vyšší ako hydrostatický.

Medzi plynovými obzormi sú ďalšie priepustné piesčité horizonty, ktoré sú zavodené. Voda v nich je silne mineralizovaná, alkalicko-slaná, je nátriovo-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 8 200—24 000 mg/l.

Priebeh doterajšej ťažby ukazuje, že v jednotlivých ložiskách ide o expanzný režim. Konfrontácia zásob vypočítaných objemovou metódou a metódou poklesu tlaku, ktorú poskytol doterajší priebeh ťažby, ukazuje, že vypočítané zásoby (okolo 1 miliardy Nm³) plynu sú na predmetnom nálezíšti reálne.

Pre úplnosť treba ešte uviesť, že plynové obzory s malou kapacitou zistil na nálezíšti Trhovište — Pozdišovce aj vrt Trhovište-1 v súvrství spodného badenu (obr. 3).

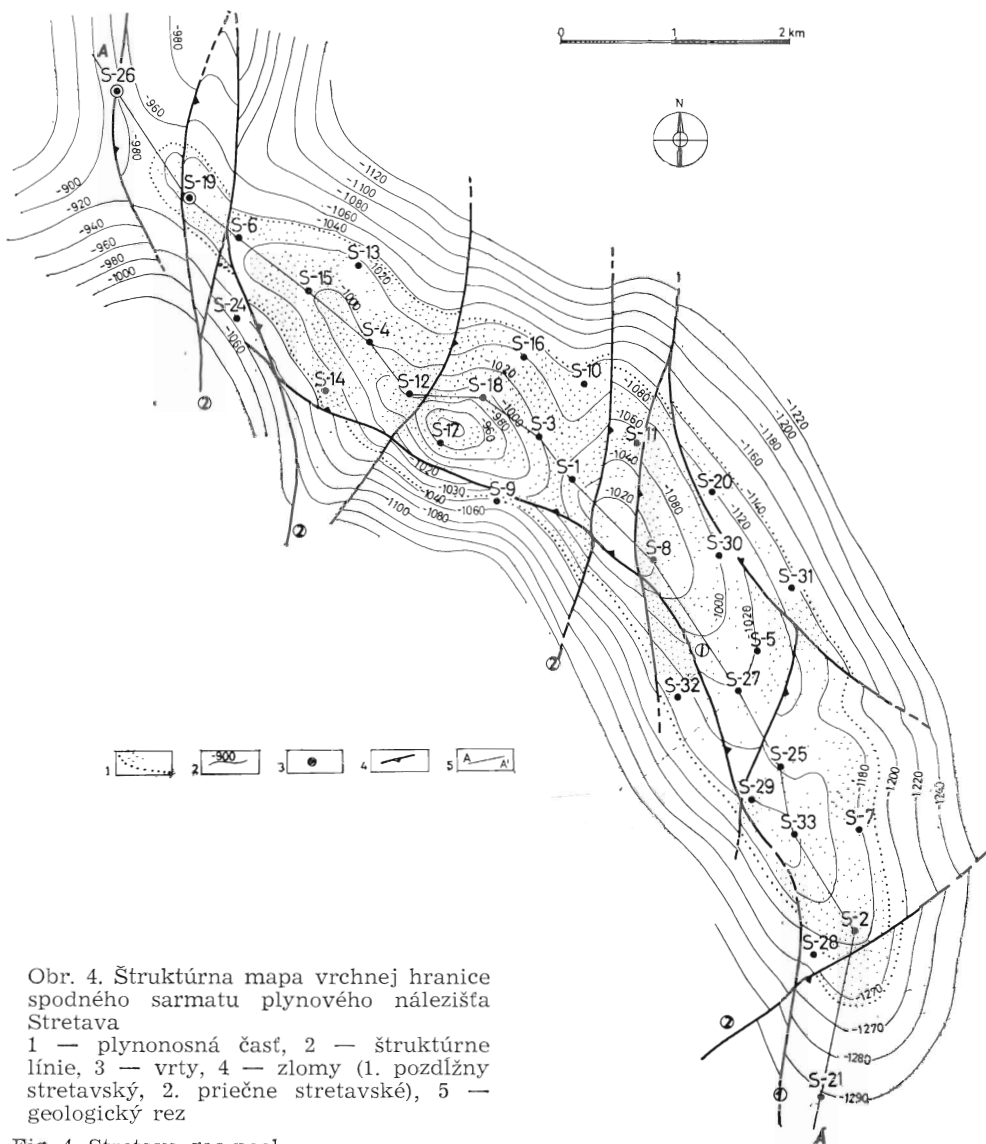
Nálezíšte Stretava (obr. 4 a 5)

Nálezíšte zemného plynu Stretava sa nachádza okolo 15 km juhovýchodne od Michaloviec, približne medzi obcami Palín a Pavlovce n/U. Prieskum nálezíšta je okrem niektorých doplnkov v juhovýchodnej časti ukončený. V roku 1973 sa začala priemyslová ťažba zo severozápadnej časti nálezíšta.

Doteraz bolo na nálezíšti vyhl'bených 31 vrtov. Niektoré z nich, ako ukazuje obr. 5, dosiahli značnú hĺbku a prevrtali väčšiu časť badenu. Výsledky podrobného prieskumu umožňujú zostaviť podrobnú štruktúrnú mapu, ktorá dáva

obraz o geologickej stavbe náležišťa a jeho plynonosnej ploche (obr. 4). Geologickou stavbou náležišťa Stretava sa zaoberajú správy R. Rudinca a C. Teresku (1966), E. Palšovej a C. Teresku (1966), E. Palšovej a C. Teresku (1973).

Ako ukazuje obr. 5, hlboké vrty prevrtali súvrstvie pliocénu, vyššieho sar-



Obr. 4. Štruktúrna mapa vrchnej hranice spodného sarmatu plynového náležišťa Stretava

1 — plynonosná časť, 2 — štruktúrne línie, 3 — vrty, 4 — zlomy (1. pozdĺžny stretavský, 2. priečne stretavské), 5 — geologický rez

Fig. 4. Stretava gas pool

Structural map of the upper boundary of the Lower Sarmatian (according to C. Teresku 1973 modified and supplemented by R. Rudinec 1974)

1 — Gas-bearing part of the pool, 2 — structural lines, 3 — wells (1. longitudinal Stretava fault, 2. Stretava cross faults), 5 — geological section

matu, spodného sarmatu, vrchný baden — sterilnú časť a bolivino-buliminovú zónu a zachytili stredný baden.

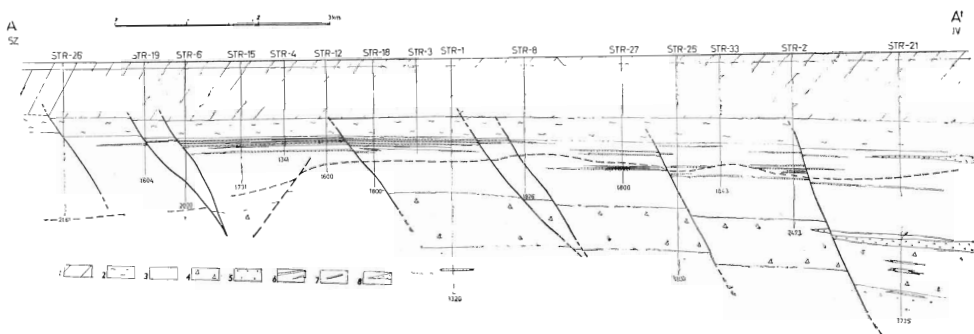
Na litologickom charaktere súvrství sa zúčastňuje v rozličnom pomere hlavne íl, vápenatý íl, piesok, pieskovec, tufitický pieskovec, ryolitové tufy a tufity, v južnej časti andezit a jeho pyroklastiká.

Najvýraznejšie dobre priepustné piesčité vrstvy, príp. piesčité komplexy sú v súvrství spodného sarmatu a v strednom badene. Okrem jedného prípadu z vrtu Stretava-7 (hĺbka 3050 m) nebol zo spodnejších súvrství zistený hospodársky prítok plynu.

Hospodársky významné plynové horizonty boli overené v súvrství spodného sarmatu. Toto súvrstvie buduje hlavne sivý zelenkastý vápenatý íl, v ktorom sú piesčité vrstvy až piesčité komplexy budované jemno- až strednozrnnými vápenatými pieskovecami s tufitickou prímесou. Okrem toho sa vo vrchnej časti profilu regionálne vyskytuje dobre korelovateľný horizont ryolitového tufitu. Južnej časti štruktúry sa periférne dotýkajú prúdy andezitu prichádzajúce z vulkanickej štruktúry Beša — Čičarovce (obr. 5).

Z hľadiska štruktúrnej stavby predstavuje elevácia Stretava výraznú brachyantiklinálu silne pretiahnutú približne do smeru S — J. Je to vlastne plikativno-vrásavá štruktúra, ktorá sa prejavuje od pliocénu až po baden. Vznik tejto elevácie geneticky súvisí s tektonickými pohybmi, ktoré sa začali vo vrchnom badene, pôsobili v sarmate a doznievali v pliocéne.

Stretavskú štruktúru detailne rozdeľuje rad zlomov poklesového charakteru. Všetky pôsobili ako syngenetické poruchy spolu s močariansko-toplianskym zlomovým pásmom, ktoré prebieha východne do štruktúry. Výška skoku jednotlivých zlomov je relatívne malá a pohybuje sa priemerne v desiatkach metrov. Dominantným tektonickým prvkom je pozdĺžny stretavský zlom, ktorý má smer SZ — JV a úklon na severovýchod a prechádza v produktívnych plynových obzoroch vrcholovou časťou štruktúry. Vo vzťahu k močarianskemu



zlomovému pásnu ide o protiklonný — vyrovnávajúci zlom. Okrem toho eleváciu rozdrobuje rad priečných málo výrazných zlomov smeru SZ — JV s úklonom na juhovýchod.

Geologické ocenenie

Plynové ložiská náleziska Stretava sú v hĺbkovom intervale 1100—1800 m a stratigraficky patria do spodného sarmatu. Na nálezisku je v plynonosnom intervale vyčlenených päť regionálnejších pieskov. Najlepšie sú tieto obzory rozšírené v severozápadnej časti náleziska, približne od vrtu Str-8 na severozápad. V juhovýchodnej časti sa regionálnejšie drží vlastne len jeden horizont. Okrem piatich výraznejších pieskov sú tu aj ďalšie šošovkovité pozitívne obzory lokálneho rozšírenia.

Faciálny vývoj pieskov je veľmi variabilný. To sa odzrkadľuje v ich fyzikálnych parametroch, najmä v priepustnosti, ktorá je priamo závislá od kapacity plynu.

Priemerné hodnoty získané priamymi alebo nepriamymi metódami sú pri pórovitosti 16,7 % a v priepustnosti 61 mD.

Kapacita plynových sond má pomerne široký rozptyl. V severozápadnej časti náleziska sa pohybuje od 17 600—1 100 000 Nm³/24 hod. V juhovýchodnej časti je pomerne nižšia a pohybuje sa od 5000—96 000 Nm³/24 hod. a len ojedinele má hodnoty 200—500 tisíc (Str-24 a 32).

Plyn väčšiny ložísk je slabo gazolinický, s priemerným obsahom gazolínu na 1 Nm³ okolo 10—11 g.

Osobitne vysoký obsah gazolínu má plyn z piateho plynového obzoru, okolo 200—250 g/Nm³ plynu. Podľa chromatografického rozboru sú v gazolíne tieto uhľovodíky: C₄ — 3,9 %, C₅ — 9,4 %, C₆ — 9,0 %, C₇ — 16,2 %, C₈ — 20,5 %, zvyšok pripadá na vyššie uhľovodíky.

Priemerné zloženie plynu je: metán 90,35 %, propán 1,5 %, bután 0,4 %, pentán 0,1 %, dusík 2,7 %, CO₂ 0,35 %, hutnota 0,6152, výhrevnosť 8 143 kcal/m³.

Veľmi zaujímavé a zároveň komplikované sú tlakové pomery štruktúry Stretava. Ložiskový tlak tu vykazuje niekoľko anomálií (R. Rudinec 1970). Ich bližšie poznanie si vyžiadalo práve v tejto oblasti veľké náklady (erupcie vrto Stretava 2, 10 a 15). Dnes v záverečnom štádiu prieskumu možno na tejto štruktúre vyčleniť vo vzťahu k hĺbke vcelku tri tlakové pásma. Prvé tlakové pásmo v intervale 1000—1600 m sa vyznačuje ložiskovým tlakom o 4—20 % vyšším, ako je hydrostatický tlak. Druhé tlakové pásmo v intervale 1600—2000 m má ložiskový tlak o 25—40 % vyšší ako hydrostatický. V treťom tlakovom pásme v hĺbke 2600—3700 m je ložiskový tlak o 64—91 % vyšší ako hydrostatický. Príčiny anomálnych tlakových pomerov tejto lokality nie sú doteraz uspokojivo vysvetlené.

Vzhľadom na charakter ložísk a výsledok krátkodobej ťažby sa predpokladá expanzný režim väčšiny ložísk. Aj keď elevácia Stretava patrí z hľadiska štruktúrnej stavby medzi najvýraznejšie elevácie v panve, jej produktívna plocha je relatívne malá. Zásoba plynu v spodnom sarmate (približne 1 miliarda) je dôkazom, že z tohto hľadiska ide o chudobnú eleváciu.

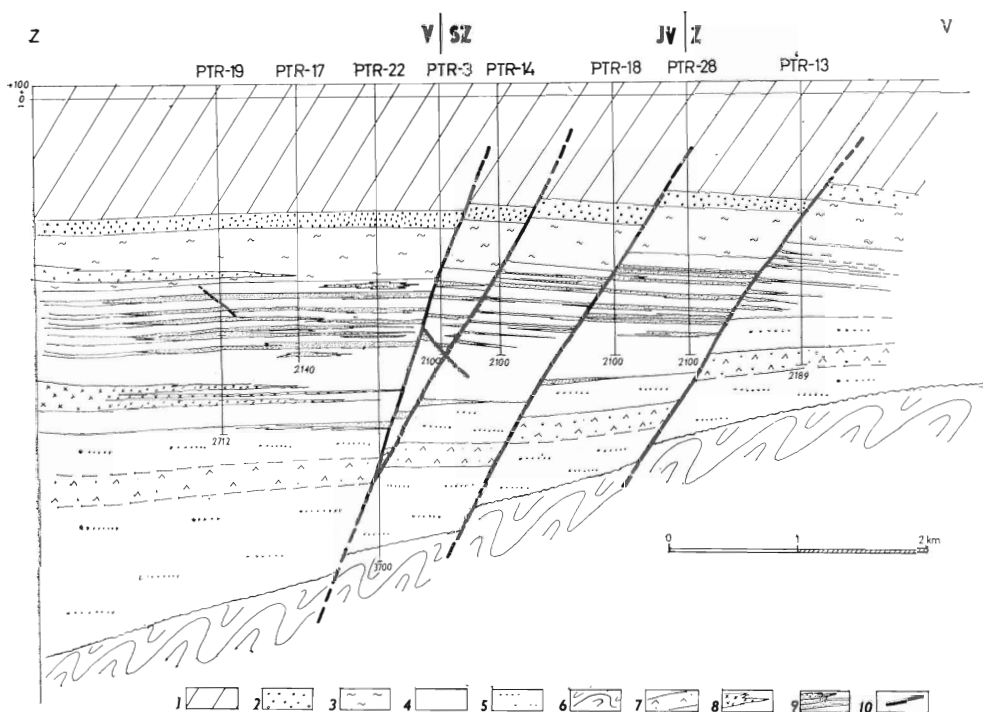
V piesčitých priepustných vrstvách alebo za kontúrou plyn — voda je v súvrstvách spodného sarmatu silne mineralizovaná slaná voda kalciovo-chlori-

dového typu s mineralizáciou 10 600—60 000 mg/l.

Okrem spomenutých plynových horizontov sa takmer vo všetkých hlbokých vrtoch zistili plynové horizonty aj v badenskom súvrství, avšak azda okrem vrtu Stretava-7 sú to prítoky bez väčšieho hospodárskeho významu. Na druhej strane treba pripomenúť, že komplikované tlakové pomery nútia v priebehu hĺbenia používať ťažký barytový výplach, ktorého negatívny vplyv na málo priepustné obzory je nesporný. Problém definitívneho hodnotenia spodnejších neogénnych súvrství, ako aj predneogénneho podložia v tejto oblasti zostáva preto doteraz otvorený.

Nálezisko Ptrukša (obr. 6, 7)

Plynové nálezisko Ptrukša sa nachádza v juhovýchodnej časti Potiskej nížiny



Obr. 6. Štruktúrna mapa vrchnej hranice spodného sarmatu plynového náleziska Ptrukša

1 — plynonosná časť náleziska, 2 — štruktúrne línie, 3 — vrty, 4 — zlomy (1. priečne ptrukšanské, 2. pozdĺžne ptrukšanské), 5 — geologický rez, 6 — rieka Latorica

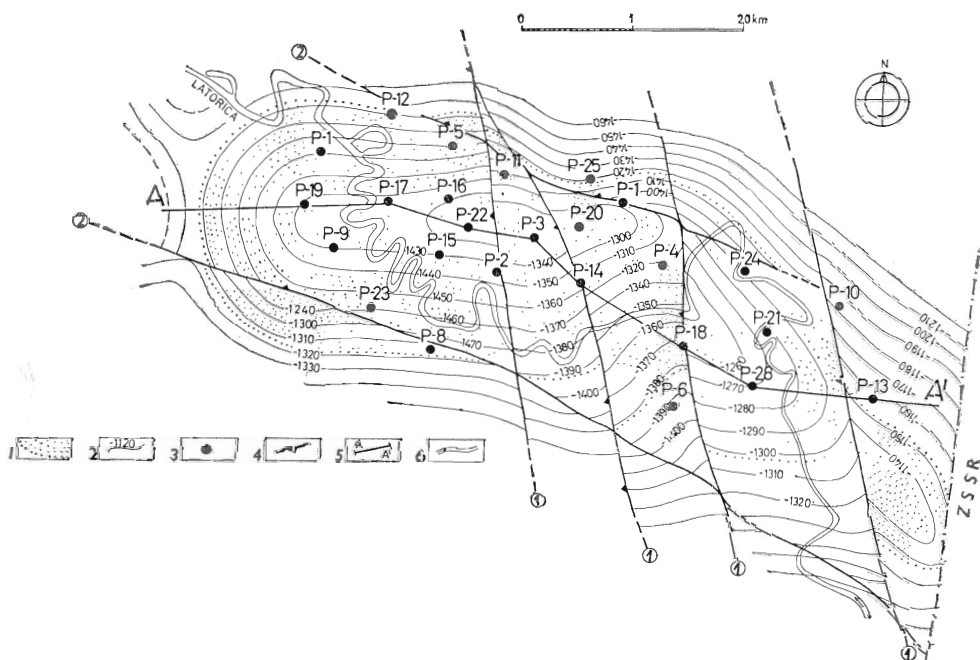
Fig. 6. Structural map of the upper boundary of the Lower Sarmatian (according to J. Čverčka, modified and supplemented by R. Rudinec 1974)

1 — Gas-bearing part of the pool, 2 — structural lines, 3 — wells, 4 — faults (1. Ptrukša cross faults, 2. longitudinal Ptrukša faults), 5 — geological section, 6 — Latorica river

v blízkosti československo-sovietskych hraníc, asi 8 km južne od Veľkých Kapušian. Vrcholová — plynonosná časť štruktúry je v povodí rieky Latorica. V súčasnosti je vrtný prieskum plynových ložísk v záverečnom štádiu. Začala sa výstavba plynového strediska a v roku 1976 sa má začať ťažba zemného plynu.

Doteraz bolo na nálezisku vyhlbených 26 vrtov. Z nich vrty Ptrukša-2, 7 a 22 prevrtili celú neogénnu výplň a zachytili jej podložie. Geologické a ložiskovo-geologické pomery územia opisujú práce R. Rudinca a J. Čverčka (1970), J. Čverčka a R. Rudinca (1972) a R. Rudinca et al. (1974).

Zatiaľ čo plynové štruktúry Trhovište—Pozdišovce a Stretava patrili k okrajovým eleváciám viažúcim sa na severovýchodné krídlo panvy, štruktúra Ptrukša predstavuje vnútropanvovú eleváciu. Z hľadiska štruktúrnej formy ide o brychyantiklinálu s vrcholom pretiahnutým východo-západným smerom, pri-



Obr. 7. Pozdĺžny geologický rez plynovým náleziskom Ptrukša

1 — pliocén, 2 — vrchný sarmat, 3 — stredný sarmat, 4 — spodný sarmat, 5 — vrchný a stredný baden, — 6 — paleozoické podložie, 7 — rhyolitový tufiticko-piesčitý komplex, 8 — andezitové prúdy, 9 — plynové obzory, 10 — zlomy

Fig. 7. Longitudinal geological section through the Ptrukša gas pool (R. Rudinca 1974)

1 — Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Middle Sarmatian, 4 — Lower Sarmatian, 5 — Upper and Middle Badenian, 6 — Palaeozoic basement, 7 — rhyolite tuffaceous-sandy complex, 8 — andesite flows, 9 — gas horizons, 10 — faults

čom sa jej východná vrcholová časť stáča pomerne prudko na juhovýchod (obr. 6). Podobne ako všetky štruktúry vo východoslovenskom neogéne je aj ona rozrušená radom zlomov poklesového charakteru.

Ako ukazuje obr. 7, na elevácii bolo prevrátené súvrstvie pliocénu, vrchného, stredného a spodného sarmatu, vrchného a stredného badenu a zachytené predneogénne podložie. Neogénny komplex sedimentov leží diskordantne na starom paleozoickom podloží, ktoré, ako ukazujú geofyzikálne a vrtné výsledky, monoklinálne stúpa od západu na východ. Podložie budujú slabo metamorfované arkózy, pieskovce a fylity, ktoré prechádzajú do chloritických, sericitických a grafitických bridlic. Stratigraficky ide asi o perm (O. F u s á n 1966). Tektonicky sa tieto horniny zaraďujú do zemplínskeho bloku (R. R u d i n e c — J. S l á v i k 1972).

Najspodnejším neogénnym súvrstvím, ktoré leží diskordantne na starom fundamente, sú sedimenty stredného badenu, ktorých mocnosť narastá od východu na západ.

Na litologickom zložení jednotlivých neogénnych súvrství sa v rozličnom zastúpení podobne ako inde zúčastňuje hlavne vápenatý íl, v spodnejších súvrstviach až ílovce, piesok, štrk, rôznorodný pieskovec a tufitický pieskovec. V súvrství stredného a spodného sarmatu sa v západnej časti náleziska objavujú andezitové prúdy, ktoré sem zasahujú z výrazného pochovaného vulkanického masívu Beša — Čičarovce. Vrchol masívu je asi 6—10 km západne. Produkt kyslého vulkanizmu — ryolitový tufiticko-piesčitý komplex — bol zistený na rozhraní vrchného a stredného badenu.

Okrem pliocénu sú dobre priepustné piesčité vrstvy alebo piesčité komplexy hlavne vo vrchnom a spodnom sarmate. Veľmi výrazný a dobre korelovateľný je asi 120 m mocný piesčitý komplex vrchného sarmatu, ktorý má regionálne rozšírenie po celom ložisku. Vzhľadom na svoju stavbu môže tento komplex perspektívne slúžiť ako plynový zásobník.

Z ekonomického hľadiska sú najdôležitejšie piesky v spodnom sarmate, a to najmä v jeho vrchnej polovici. Jednotlivé piesčité vrstvy, ktoré sú kolektormi, majú veľmi premenlivý faciálny vývoj vo vertikálnom a v laterálnom smere.

Zlomy, ktoré porušujú štruktúru, sa vyskytujú hlavne v dvoch smeroch približne severo-južnom a severo-západo-juhovýchodnom. Ide o poruchy založené vo vrchnom badene, ktoré pôsobili syngeneticky najmä v spodnom sarmate a ich činnosť sa skončila v pliocéne. Do tohto obdobia kladieme aj vznik elevácie Ptruksa. V dôsledku poklesov po priečných a pozdĺžnych ptruksianskych zlomoch dochádzalo v spodnom sarmate k deformácii vrstiev a vznikla štruktúra s vrcholom medzi vrtní Ptruksa-22 a 20. Pozoruhodný je tvar východnej časti štruktúry, ktorá sa pomerne prudko stáča na juhovýchod. Stôčenie vrcholu svedčí o tom, že pri poklesávaní sa táto časť štruktúry horizontálne posunula smerom na juh.

Geologické ocenenie

Plynové ložiská s hospodárskym významom boli doteraz overené na nálezisku Ptruksa iba v súvrství spodného sarmatu v hĺbkovom intervale 1500 až 2100 m. Kolektory, v ktorých sa vyskytuje plyn, buduje stredno- až hrubozrnný slabo spevnený pieskovec, miestami ojedinele až konglomeráty, ktoré obsahujú

tufický materiál v rozličnom zastúpení. Ďalej je to jemnozrnný spevnený pieskovec, pomerne silne preslienený. Pestrá škála kolektorov sa odzrkadľuje aj na ich fyzikálnych parametroch, pórovitosti a najmä priepustnosti, ktorá veľmi kolíše.

Všeobecne možno povedať, že aj keď je na náležišti pomerne dosť plynových obzorov, regionálnejšie sa len ťažko jednoznačne korelujú. Ide skôr o plošne obmedzené lokálnejšie šošovkovité obzory, ktoré vyslieňujú a iné sa opätovne objavujú. Okrem týchto zmien vidieť faciálnu variabilnosť aj vnútri jednotlivých pieskov, čo sa adekvátne odzrkadľuje v zhoršenej priepustnosti.

Podľa priamych aj nepriamych údajov pórovitosť jednotlivých pieskov silne kolíše od 13—24 % a v priemere je okolo 18 %. Rovnako má veľký rozptyl aj permeabilita, a to niekoľko desiatok, resp. sto mD.

Aj produkcia z jednotlivých plynových ložísk má pomerne veľký rozptyl a pohybuje sa v rozmedzí niekoľko tisíc $\text{Nm}^3/24$ hod. až do 1 270 000 $\text{Nm}^3/24$ hod. Charakteristickým príkladom veľkých faciálnych zmien je skutočnosť, že vo vrte Ptrukša-1 bol zistený rad plynových obzorov v spodnom sarmate, ktorých kapacita sa pohybovala od 2000—7000 $\text{Nm}^3/24$ hod., takže vrt bol nakoniec ako negatívny zrušený. Na druhej strane sa vo vrte Ptrukša-19, ktorý je od vrtu Ptrukša-1 vzdialený smerom na juh iba 500 m, zistila v ekvivalentných plynových obzoroch kapacita plynu priemerne od 100 000—1 270 000 $\text{Nm}^3/24$ hod.

Náležište Ptrukša je vzhľadom na vysoký obsah kvapalných uhľovodíkov — gazolínu — už plynovo-kondenzátorovou akumuláciou. Ide prakticky o prvé ložiská tohto typu v Československu. Vysoký obsah gazolínu je vo všetkých skúšaných obzoroch a v priemere sa pohybuje okolo 120 g/ Nm^3 plynu. Gazolín má v niektorých častiach náležišta veľmi blízke zloženie ako ľahká nafta (Ptr. 28). Aj keď je charakter gazolínu v každom obzore trochu odlišný, podľa chromatografických analýz tvoria 50—65 % uhľovodíkov C_3 , C_4 ... až C_9 , zvyšok pripadá na vyššie uhľovodíky.

Priemerné zloženie plynu náležišťa je: metán 87,1 %, etán 6,9 %, propán 2,2 %, bután 0,7 %, pentán 0,15 %, vodík 0,17 %, dusík 2,68 %, CO_2 1,34 %, výhrevnosť okolo 7—8 tisíc kcal/ m^3 (vlhký).

Na štruktúre Ptrukša je v plynových ložiskách do hĺbky 2100 m ložiskový tlak o 9 % nižší a až o 5 % vyšší ako hydrostatický. V bazálnych súvrstviach sarmatu a badenu je ložiskový tlak vyšší ako hydrostatický o 30—38 %. V zavodnených piesčitých obzoroch v spodnom sarmate alebo za kontúrou plyn — voda sa vyskytuje slaná silne mineralizovaná voda alkalicko-nátriovo-bikarbonátového typu s mineralizáciou 8500—53 500 mg/l.

Na plynovom náležišti Ptrukša boli zistené doteraz najväčšie akumulácie živíc vo východoslovenskom neogéne. Zásobou plynu a gazolínu sa zaraďuje medzi najväčšie ložiská v ČSSR.

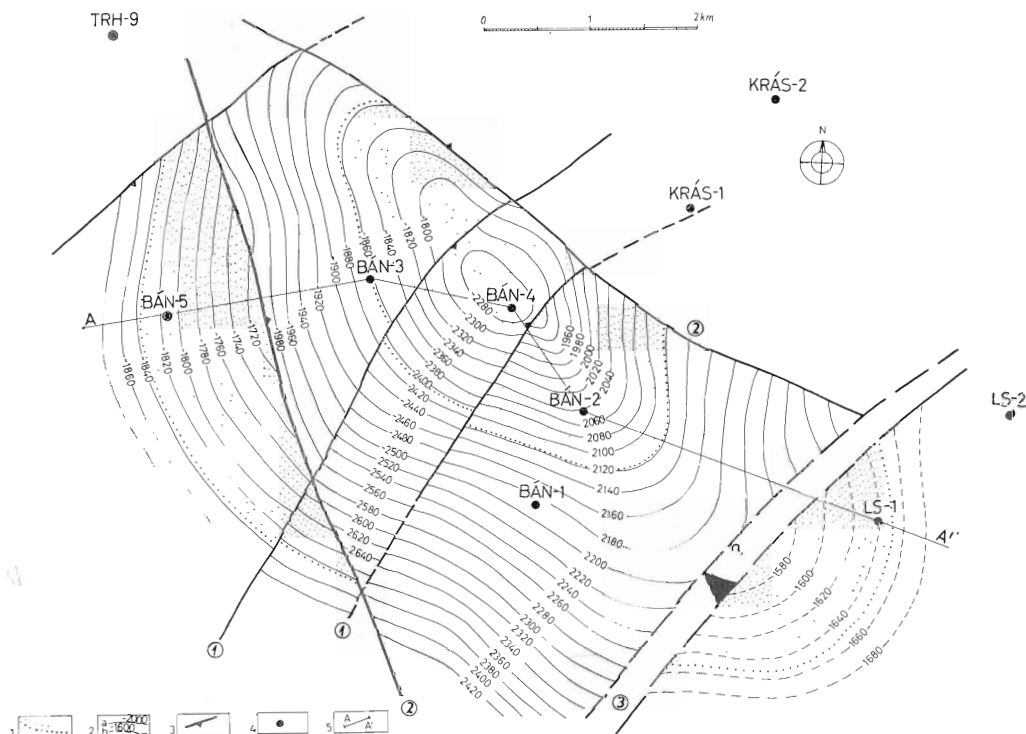
Prítomnosť plynu v tejto štruktúre aj v bazálnej časti spodného sarmatu zistil vrt Ptrukša-1 a 22. Pre vysoký obsah gazolínu bude ťažba z náležišta ťažká a technologicky náročná.

Náležište Bánovce n/Ond. — Lastomír (obr. 8 a 9)

Plynové náležište Bánovce n/Ond. — Lastomír sa nachádza 8 km juhozápadne od Michaloviec, približne medzi obcami Laškovce — Bánovce n/Ondavou — Las-

tomír. Geneticky patrí do výrazného elevačného michalovsko-stretavského pruhu.

V tomto priestore sa doteraz vyhlbilo iba 8 vrtoŧ, z ktorých iba 4 zachytili hospodársky významné ložiská plynu. Štruktúrna mapa na obr. 8 znázorňuje stavbu a rozsah náleziska Lastomír smerom na juhovýchod. Predstavu o hlbinej stavbe celého územia dopĺňa priečny rez (obr. 9). Ukazuje, že bolo vrtné overené súvrstvie pliocénu, vyšší a spodný sarmat, vrchný baden — rotálieŧŧ



Obr. 8. Štruktúrna mapa bázy vrchného badenu plynového náleziska Bánovce — Lastomír

1 — plynonosná časť, 2 — štruktúrne línie: a) na bázu vrchného badenu — rotálieŧŧ vývoj (štruktúra Bánovce), b) na vrchnú hranicu vrchného badenu — bolivino-buliminový vývoj (štruktúra Lastomír), 3 — zlomy (1. priečne michalovské, 2. západný a východný trhovištský, 3. falkušovský), 4 — vryty, 5 — geologický rez

Fig. 8. Bánovce — Lastomír gas pool

Structural map of the base of the Upper Badenian — Rotalia development (R. Rudinec 1974)

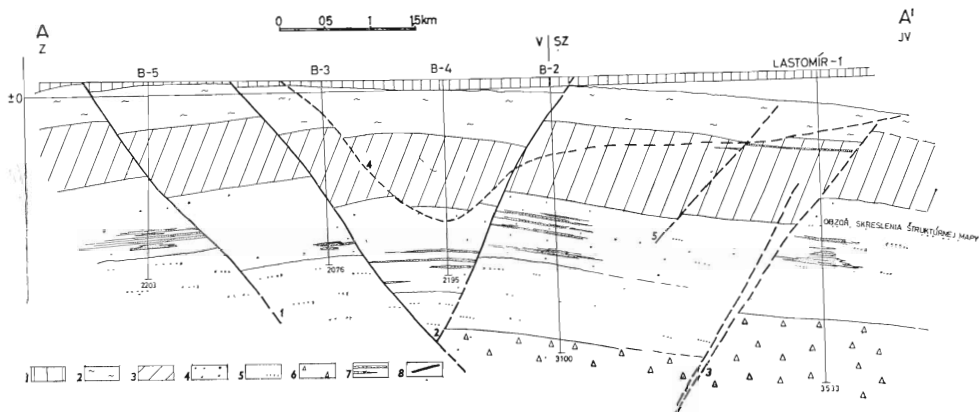
1 — Gaseous part, 2 — structural lines: a) at the base of the Upper Badenian — Rotalia development (Bánovce structure), b) at the upper boundary of the Upper Badenian — Bolivino-Bulimina development (Lastomír structure), 3 — faults (1. Michalovce cross faults, 2. western and eastern Trhovište faults, 3. Falkušovce fault), 4 — wells, 5 — geological section

a bolivino-buliminový vývoj, stredný a spodný baden. Geologickou stavbou tohto územia sa zaoberal R. Rudinec (1967) a C. Tereska (1970).

Súvrstvie pliocénu je tu iba v reliktoch okrajového vývoja a vyšší a stredný sarmat má oproti južnejším častiam panvy menšiu mocnosť.

Najväčší podiel detritickej zložky je vo vrchnom badene — rotálievom vývoji, v strednom a spodnom badene. Zaujímavý a doteraz nie jednoznačne vysvetlený je vývoj vrchného badenu medzi Bánovcami n/Ond. a Lastomírom. Zatiaľ čo na štruktúre Bánovce n/Ond. je vyvinutý vrchný baden podobne ako na severnejšej štruktúre Trhovište — Pozdišovce, t. j. v pelitickej a detritickej fácií, na vysokej kryhe falkušovského zlomu a ďalej na juhovýchod tento vývoj nepoznáme. V priestore štruktúry Bánovce pravdepodobne dochádza k zmenám a detritický vývoj brakického badenu (delta) prstovite laterálne prechádza do pelitického vývoja, ktorý je známy z juhovýchodnej časti panvy. To napokon potvrdzuje až zmiešaný výskyt brakickej a morskej fauny v priestore vrtu Bánovce-2 (R. Jiříček 1974).

Z hľadiska štruktúrnej stavby sa plynové náležište Bánovce n/Ond. skladá vcelku z dvoch častí. V priestore vrtov Bánovce-1, 2, 3, 4 je to brachyantikli-nála s vrcholom pretiahnutým v smere SZ — JV. Táto časť štruktúry sa viaže na vysokú kryhu východného trhovištského zlomu a naprieč juporušujú priečne michalovské zlomy. Druhá časť náležišta Bánovce n/Ond. predstavuje polo-



Obr. 9. Priečný geologický rez plynovým náležištom Bánovce — Lastomír
1 — pliocén, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodný sarmat, 4 — vrchný baden — rotáliev vývoj, 5 — vrchný baden — bol.-buliminový vývoj, 6 — stredný a spodný baden, 7 — plynové obzory, 8 — zlomy (1. západný trhovištský, 2. michalovské priečne, 3. falkušovský zlomový systém, 4. východný trhovištský, 5. lastomírsky)

Fig. 9. Geological cross-section through the Bánovce — Lastomír gas pool (R. Rudinec 1974)

1 — Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — Upper Badenian — Rotalia development, 5 — Upper Badenian — Bolivino-Bulimina development, 6 — Middle and Lower Badenian, 7 — gas horizons, 8 — faults (1. western Trhovište fault, 2. Michalovce cross faults, 3. Falkušovce fault system, 4. eastern Trhovište fault, 5. Lastomír fault)

klenbu viažúcu sa na vysokú kryhu západného trhovištského zlomu (vrt Bánovce-5).

Plynonosná plocha štruktúry Lastomír sa viaže na poloklenbové elevácie viažúce sa na vysokú kryhu lastomírskeho alebo falkušovského zlomu.

Geneticky je štruktúrna stavba tohto územia spätá s deformáciami, ktoré vznikli vo vrchnom badene a v spodnom sarmate v dôsledku zlomovej tektoniky poklesového charakteru.

Geologické ocenenie

Produktívne plynové ložiská sú v štruktúre Bánovce n/Ond. hlavne vo vrchnom badene, v rotálievom vývoji, podobne ako na plynovom náležišti Trhovište — Pozdišovce. Doteraz sa hospodársky nasýtené ložiská plynu overili v intervale 1100—2000 m. Treba pripomenúť, že v spodnom sarmate hlavne vrt Bánovce-2 zachytil nádejné obzory, ktoré budú overené až v neskoršej etape prieskumu.

Kolektormi, v ktorých sa vyskytuje plyn, sú zväčša jemno-, stredno- až hrubozrnné pieskovce, miestami až konglomeráty, v niektorých častiach silne preslienené. Faciálny vývoj piesčitých obzorov je veľmi variabilný, najmä ak si predstavíme, že sa v tomto priestore vlastne končí typický detriticko-piesčitý vývoj vrchného badenu. Väčšina ložísk má šošovkovitý charakter. Aj keď na náležište vyhlbené vrty doteraz neoverili všetky nádejné obzory, určitú predstavu o šošovkovitom vývoji plynových obzorov dáva priložený geologický rez (obr. 9).

O premenlivom faciálnom vývoji svedčí aj potenciálna produkcia z jednotlivých ložísk. Pohybuje sa od 30 000—420 000 Nm³/24 hod. Priepustnosť piesku veľmi znižuje prímes ílovitej zložky. Podľa laboratórnych a karotážnych podkladov, ktoré máme k dispozícii, pórovitosť a priepustnosť veľmi kolíše v závislosti od zachytenia piesku v ložisku. Pórovitosť sa pohybuje od 8—21 %, permeabilita je poväčšine od 18—120 mD, ojedinele aj vyššia, 200—600 mD. Slaná voda v piesčitých obzoroch vrchného badenu štruktúry Bánovce n/Ond. je poväčšine silne mineralizovaná (s celkovou mineralizáciou 7500—53 000 mg/l).

Na náležišti Lastomír bol doteraz overený iba jeden plynový obzor v súvrstí spodného sarmatu z hĺbky 890 m s produkciou 180 000 Nm³/24 hod. (vrt Lastomír-1). Rad malokapacitných plynových obzorov zistil aj vrt Lastomír-1 v hĺbkovom intervale 1800—2200 m v súvrstí vrchného badenu — v bolivino-buliminovej zóne. Potenciálna produkcia týchto pieskov sa pohybuje od 5—10 000 Nm³/24 hod. Nepriaznivý faciálny vývoj týchto pieskov smerom na severovýchod ukázali výsledky vrtu Lastomír-2, kde je piesok nepriepustný. V ďalšej etape sa ráta s rozšírením prieskumu najmä juhozápadným smerom od vrtu Lastomír-1 do výhodnejšej štruktúrnej polohy.

Okrem spomenutých súvrství sa prejavy plynu zistili vo viacerých piesčitých obzoroch v súvrstí stredného a spodného badenu vrtu Lastomír-1 a 2. Zaujímavá je najmä vrchná detritická dobre priepustná časť stredného badenu smerom do vyšších štruktúrnych polôh. Stopy ropy boli zistené vo vrte Lastomír-1 v málo výrazných piesčitých polohách z bázy vrchného badenu — bolivino-buliminovej zóny v hĺbkovom intervale 2710—2783 m.

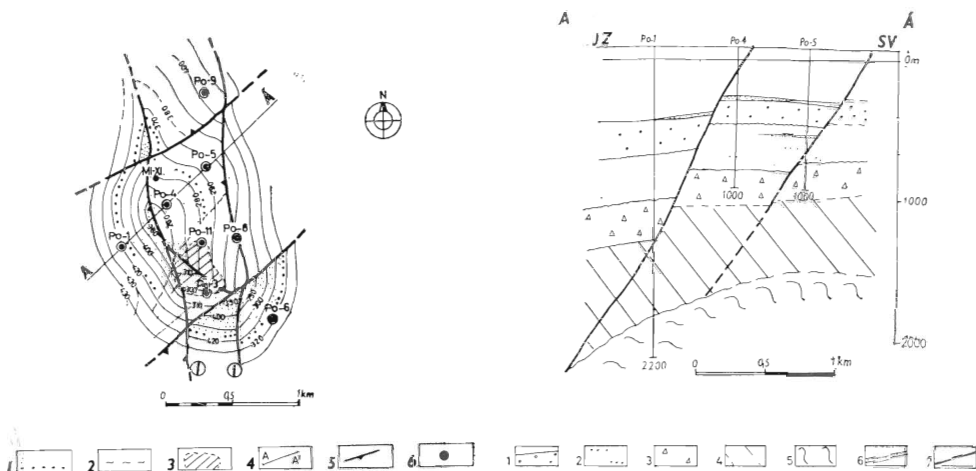
Podrobnejšie podklady na ložiskové ocenenie tohto územia poskytnú vrtné práce plánované v najbližšom období.

Roponosné a plynonosné nálezisko Pozdišovce-stredná kryha (obr. 10, 11)

Jediný relatívne väčší výskyt ropy z niekoľkých pieskov bol doteraz zistený na malej elevácii Pozdišovce-stredná kryha, asi 2 km severozápadne od Míchaloviec.

V tejto štruktúre bolo vyhlbených 9 vrtov. Z nich vrt Pozdišovce-1 zachytil predneogénne podložie.

Výsledky prieskumu poskytli podklady na zhotovenie štruktúrnej mapy elevácie Pozdišovce-stredná kryha (obr. 10). Predstavu o jej hlbínnej stavbe poskytuje priečný geologický rez (obr. 11). Územie bolo spracované v správe J. Janáčka a I. Pagáča (1961).



Obr. 10. Štruktúrna mapa vrchnej hranice detritickej (produktívnej) časti vrchného badenu (rotaliový vývoj) roponosného a plynonosného náleziska Pozdišovce-stredná kryha

1 — plynonosná časť ložiska, 2 — predpokladané faciálne obmedzenie plynových horizontov, 3 — predpokladané rozšírenie šošovkovitých obzorov s výskytom nafty, 4 — geologický rez, 5 — topľanské zlomy, 6 — vrty

Fig. 10. Oil and gas pool at Pozdišovce-middle block. Structural map of the upper boundary of the detrital (productive) part the Upper Badenian (Rotalia development) (R. Rudinec 1974)

1 — Gas-bearing part of the reservoir, 2 — presumed facies boundaries of the gas horizons, 3 — presumed distribution of lenticular horizons with oil occurrences, 4 — geological section, 5 — Topla faults, 6 — wells

Obr. 11. Priečný geologický rez plynovým náleziskom Pozdišovce-stredná kryha

1 — vrchný baden — rotaliová zóna, 2 — vrchný baden — zóna bolivino-bulimínová, 3 — spodný baden, 4 — karpát, 5 — paleozoické podložie, 6 — plynové obzory, 7 — zlomy

Fig. 11. Geological cross-section through the Ptrukša-middle block gas pool (scale 1 : 20 000) (R. Rudinec 1974)

1 — Upper Badenian — Rotalia development, 2 — Upper Badenian — Bolivino-Bulimina development, 3 — Lower Badenian, 4 — Karpatian, 5 — Palaeozoic basement, 6 — gas horizons, 7 — faults

Elevácia Pozdišovce-stredná kryha je nevýraznou brachyantiklinálou, tektonicky silne rozdrobenou jednak zlomami približne smeru S — J s úklonom na západ a ďalej priečnymi zlomami smeru SV — JZ s úklonom jednak na severozápad a juhovýchod, takže oba tieto zlomové systémy vytvárajú v priečnom smere hrast.

Ako ukazuje priložený profil, na elevácii bolo prevrútané súvrstvie vrchného badenu — rotáliev vývoj, vrchný baden — bolivino-buliminový vývoj, spodný baden, karpát a zachytené predneogénne podložie (vrt Pozdišovce-1).

Predneogénne podložie tvorí podľa gravimetrie výraznú morfológickú eleváciu, ktorú budujú slabom metamorfované fylity prechádzajúce do svorov. Stratigraficky patrí tento komplex asi do karbónu.

Na paleozoickom podloží diskordantne leží súvrstvie karpát v sivom a pestróm vývoji. Spodný baden je detriticko-vulkanickým komplexom. Vrchný baden — bolivino-buliminová zóna — je charakteristický najmä tmavými pelitmi so sporadickým výskytom piesčitých vrstiev, ktoré ležia diskordantne na spodnom badene. Na elevácii chýba súvrstvie stredného badenu včítane soli, ktorá je vyvinutá všade na okolí elevácie. Vrchný baden je pelitický a detritický a v spodnej detritickej časti sú hojné piesčité horizonty, resp. komplexy. Všetky piesčité horizonty majú veľmi premenlivý faciálny vývoj, takže vytvárajú vlastne rad samostatných šošovkovitých vrstiev, ktoré na relatívne krátku vzdialenosť vyslieňujú. Faciálnu variabilitu vidieť aj z rozšírenia plynonosnej, resp. naftonosnej plochy na štruktúrnej mape.

Geologické ocenenie

V štruktúre Pozdišovce-stredná kryha bolo zistených niekoľko šošovkovitých plynových obzorov vo vrchnej detritickej časti vrchného badenu — rotáliev vývoj. Hospodársky prítok suchého plynu sa dosiahol len z vrtov Pozdišovce-4 a Michalovce XI, kde z 2—5 m mocných pieskov v hĺbkovom intervale 400—450 m bol zistený prítok plynu s kapacitou 28 000—200 000 Nm³/24 hod.

V ďalších vrtoch (Pozd.-1 a 6) bol zachytený kontakt plyn — voda. Pretože ide o šošovky s malým plošným rozsahom, je význam tohto plynového náleziska len lokálny. Prítomnosť plynu sa okrem rotálievho pásma zistila aj v bolivino-buliminovej zóne, avšak s podstatne menšou kapacitou (vrt Pozdišovce-8).

Okrem plyných prejavov je štruktúra Pozdišovce-stredná kryha zatiaľ jediným miestom vo východoslovenskom neogéne, kde boli zistené prejavy ropy vo väčšom množstve (vrty Pozdišovce-3 a 5). Prítomnosť ropy v sprievode slanej vody sa zistila vo vrte Pozdišovce-3 v siedmich pieskoch v intervale 428—590 m (30—50 l). Najväčšie množstvo nafty bolo zistené z pieskov v hĺbke 428—430 m a 431—434 m, kde bol prítok oleja so slanou vodou (čerpanie pomocou ťažobného kozlíka) v pomere 1 : 9. Celkovo sa vyťažilo asi 3400 l oleja, pričom dochádzalo k postupnému zavodňovaniu, takže vrt bol nakoniec ako negatívny zrušený.

Vzhľadom na malú vzdialenosť vrtov na elevácii možno výskyt ropy označiť ako mineralogický, bez hospodárskeho významu. Ložiská ropy predstavujú iba malé šošovky v okolí vrtu Pozdišovce-3.

Priemerné zloženie plynu je: metán 79,8 %, etán 3,5 %, propán 0,8 %, hutnota 0,7063, výhrevnosť 6962 kcal/m³. Ropa, ktorá sa tu zistila, má charakter

ľahkej, vysoko parafinickej ropy s vysokým obsahom bezínovej a ptrelejovej frakcie v hutnote 0,821—0,837 g/ml.

Väčšina piesčitých obzorov je zavodnená a nasýtená soľankou nátriovo-bikarbonátového typu s mineralizáciou od 27 900—38 900 mg/l. Ložiskový tlak v štruktúre je hydrostatický alebo len o málo vyšší.

Ďalšie významnejšie oblasti s prejavmi plynu

V rámci doterajšieho prieskumu boli zistené prejavy živice z radu vrtov a z rozličných častí východoslovenského neogénu. Predovšetkým ide o zistenie viacerých malokapacitných plynových obzorov v štruktúre Trebišov v juhozápadnej časti Potiskej nížiny. Takéto plynové obzory sa doteraz indikovali v súvrství vrchného badenu takmer v 1000 m mocnom komplexe (vrty Trebišov-2, 3 a 5). Kapacita šošovkovitých pieskov sa pohybuje od 2—23 000 Nm³/24 hod. Ložiskový tlak obzorov je väčšinou hydrostatický alebo len o 8 % vyšší. Kolektorom, v ktorom sa plyn vyskytuje, je poväčšine jemnozrnný, ojedinele strednozrnný, pomerne silno spevnený pieskovec, v ktorom vápenatý tmel má určitý podiel tufitického materiálu. Ďalej je to silne piesčitý vápenatý íl. Mocnosť kolektorov sa pohybuje od 2—5 m a iba ojedinele je väčšia. Je známe, že takéto plynové ložiská sú v celom badene v priestore Trebišov — Žipov — Sečovce. Praktické využívanie takýchto ložísk bude technologicky náročné, ale vzhľadom na veľké plošné rozšírenie plyných horizontov bude treba územie aj naďalej sledovať.

Podľa nových, najmä geofyzikálnych podkladov sa ukazuje ako veľmi perspektívne územie hlavne východne od mesta Trebišov, kde bola identifikovaná nová vnútropanvová elevácia Ložín, v ktorej predpokladáme prítomnosť živíc v badene i v sarmate.

Ďalším územím, kde sa vyskytujú plošne málo výrazné plynové horizonty, je štruktúra Rakovec, ktorá je severne od plynového náleziska Trhovište — Pozdišovce. Niekoľko plynových obzorov s kapacitou okolo 10—12 000 Nm³/24 hod. bolo zistených vo vrte Rakovec-2 v súvrství vrchného badenu (rotálieový vývoj). Súhrnná analýza oblasti ukazuje na možnosť existencie plynových obzorov s pomerne malým plošným rozsahom, takže elevácia má dnes druhoradý význam.

Podľa dnešných poznatkov o stavbe panvy a rozmiestnení plynových ložísk ostáva do určitej miery otvorená otázka nádejnosti štruktúry Albinov, severne od Sečoviec. Albinovská štruktúra sa overovala ako prvá vo východoslovenskom neogéne a boli v nej zistené menšie plynové obzory vo vrchnom badene — rotálieovej zóne (Albinov-1) a plynové prejavy z podložia soli vo vrte Albinov-2 (vrt zničený erupciou). V ďalšom vrte Albinov-4 (hĺbka 3200 m) boli vo vrchnej časti karpátu zistené stopy ropy a plynu. Podľa geofyzikálnych podkladov je táto štruktúra podmienená výraznou morfológickou eleváciou v podloží. Definitívne sa elevácia a jej predneogénne podložie (predpokladá sa, že ho buduje mezozoikum) zhodnotia po vyhlbení hlbokého vrtu v jej vrchoľovej časti.

Niekoľko všeobecných úvah o živiciach vo východoslovenskom neogéne

Podľa doterajšieho prieskumu možno konštatovať, že sa vo východoslovenskom neogéne vyskytujú živice vo všetkých súvrstviach okrem pliocénu. Ropa, aj keď v mineralogickom výskyte, bola zistená v karpate (Albinov), vrchnom badene — bolivino-buliminová zóna (Lastomír-1), vrchnom badene — rotálievová zóna (Pozdišovce-3—5, 11) a gazolinický kondenzát veľmi blízky ľahkej rope (Ptrukša-28) v spodnom sarmate.

Hospodársky významné akumulácie plynu sa doteraz zistili len v dvoch súvrstviach, a to v spodnom sarmate — Lastomír, Stretava a Ptrukša, a vo vrchnom badene — rotálievový vývoj (Trhovište — Pozdišovce a Bánovce n/Ond.).

Plynové ložiská sa zatiaľ vyskytujú od 500—2100 m, teda v teplotnom pásme zhruba 40—120 °C. Stopy oleja boli zistené v hĺbke 420—3000 m, teplotné pásmo 38—155 °C.

Ako sme už spomenuli, vznik vhodných pascí na akumuláciu plyných ložísk dávame do súvislosti s poslednými výraznými tektonickými pohybmi, ktoré nastali vo vrchnom badene a sarmate. Tektonické pohyby zanikali poväčšine na báze pliocénu.

Aj keď migračný proces prebieha v prírode nepretržite, hlavné migračné procesy, ktoré viedli k vzniku spomínaných plyných nálezísk, sa odohrali až po doznení tektonických zlomových pohybov, teda po formovaní štruktúr a po ich utesnení, teda v severnejších badenských ložiskách v sarmate a v južnejších sarmatských ložiskách (Stretava, Ptrukša) v pliocéne. Plieocénna migráciu, ktorá viedla k dnešnej akumulácii živíc v Karpatoch a medzihoľských depresiách, predpokladá aj G. N. Dolenko (1962) a Alföldre Körössi et al. (1971) (in I. Pagáč 1974).

Z hľadiska naftovej geológie je zaujímavá otázka neprítomnosti väčších koncentrácií ropy. Východoslovenský neogén tvorí vlastne severný výbežok Paratethydy. Celá jej južná oblasť sa v ekvivalentných neogénnych súvrstviach vyznačuje poväčšine naftovými ložiskami.

Problematickou možných väčších akumulácií ropy vo východoslovenskom neogéne sa sčasti zaoberá J. Čverčko (1973). Predpokladá, že bitúmeny zo súvrstvia vrchného badenu — bulivino-buliminovej zóny umožnili vznik ťažších uhľovodíkov — ropných, a bitúmeny zo súvrstvia spodného sarmatu zemného plynu. Na základe geochemických analýz (V. Šimánka 1965) predpokladá, že k najväčšiemu nahromadeniu bitúmenov mohlo dôjsť v severnej časti panvy v blízkosti karpatského oblúka v dôsledku vysokého obsahu bitúmenov v bulivino-buliminovej zóne. Spomínaný autor predpokladá možné akumulácie ropy aj v spodnejších bazálnych súvrstviach karpatu a eggenburgu v severnej časti panvy.

I. Pagáč (1974) pri analýze genézy živíc v Západných Karpatoch najmä na základe štúdia uhľovodíkov vo viedenskej panve predpokladá, že hlavným zdrojovým súvrstvím živíc sú podložné formácie. Len časť ropy môže pochádzať z eggenburgu a karpatu ako materských súvrství miocénu. Podľa tohto autora sú vrchnobadenské súvrstvia a sarmat výhradne plynonosné. Toto aplikuje aj na východoslovenský neogén, kde sú baden a sarmat tiež výhradne plynonosné. Prítomnosť ropy na pozdišovskej strednej kryhe dáva do súvislosti s migračnými cestami pozdĺž močariansko-toplianskych zlomov.

M. Mořkovský (1968) podľa výskytu ropy vo vyšších kryhách predpokladá, že akumulácia v ložisku Pozdišovce je výsledkom diferenciačnej migrácie v zmysle W. G. Gusova (1953).

Veľmi zaujímavú teóriu o oceňovaní roponosného potenciálu materských hornín vyslovil W. C. Pusey (1973). Tento autor podáva ocenenie roponosnosti hornín na základe podrobného štúdia nerozpustnej časti organickej hmoty, tzv. kerogénu, v ktorom v dôsledku vzrastajúcej teploty nastáva deštrukcia tepelným krakovaním, a tak vznikajú uhľovodíky. Autor podľa štúdia všetkých významných svetových ložísk vo vzťahu k ich rozmiestneniu a teplote vyslovil teóriu tzv. tekutého okna (liquid window). Podľa tejto teórie sa výskyt tekutých uhľovodíkov — ropy viaže práve na tekuté okno, ktoré vymedzuje teplota 150—300 °F. Táto teplota sa vzťahuje na paleoteploty, ktoré boli najmä v starších geologických formáciách odlišné od dnešného priebehu geotermického poľa. Nazdáva sa, že teplota v mladších trefohorných panvách je málo odlišná od paleoteploty.

V našich podmienkach by sa tekuté okno malo pohybovať zhruba v rozmedzí 65—150 °C. Podľa priebehu geotermického poľa by to predstavovalo hĺbkový interval asi 1000—3000 m. Jednotlivé hranice nemožno brať strikne a treba ich v určitej tolerancii posúvať, najmä keď si predstavíme, že sedimentáciu neogénnych súvrství vo východoslovenskom neogéne sprevádza intenzívny subsekventný vulkanizmus najmä vo vrchnom badene a sarmate. Obrovské masы vulkanizmu prispievali k zvyšovaniu teploty svojho okolia. Dnes vieme, že práve v týchto súvrstviach, t. j. do hĺbky asi 3000 m, má geotermický gradient najväčšiu hodnotu.

Plynné uhľovodíky, ktoré sú dnes zistené vo východoslovenskom neogéne vo väčších koncentráciách, najpravdepodobnejšie vznikli hlavne z vrchnobadenských a sarmatských pelitov, ktoré majú relatívne najväčší obsah bitúmenov (V. Šimánek 1965). Tieto uhľovodíky mohli migrovať do vyšších vrchnobadenských (rotáliev vývoj) a spodnosarmatských súvrství počas pliocénu.

Na druhej strane predpokladáme, že v prevažnej časti tohto územia sú v podloží neogénu mezozoické — karbonátové horniny. Výskyt kvapalných a plyných uhľovodíkov v spodnejších súvrstviach miocénu — spodný baden a karpát (Albinov, Trhovište, Pozdišovce, Ďurkov a i.) možno geneticky spájať aj s týmito horninami.

Doručené 12. 2. 1975

Odporučil Ivan Pagáč

LITERATÚRA

- Čverčko, J. 1972: Závěrečná správa plytkého strednohlbokého štruktúrneho prieskumu v Potiskej nížine. Manuskript — archív Nafta, Michalovce, 53 s.
- Alenskin, A. G. et al. 1971: Литологи́ческие и стратигра́фические залежи нефти и газа, метадика их поисков и разведки. Материалы VIII. светового нафтового конгрессу в Москве. Вестник ТЕИ и патентů r. 1972, s. 23—43.
- Ďurica, D. — Rudinec, R. 1967: Nálezisko zemného plynu Trhovište—Pozdišovce do ťažby. Geol. průzk., 1, 9, s. 10—14.
- Janáček, J. — Pagáč, I. 1961: Zhodnocení průzkumu elevační oblasti Albinov—Trhovište—Pozdišovce z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Manuskript — Geofond, Bratislava, 189 s.
- Mořkovský, M. 1968: Geneze a funkce močaranského zlanového pásma a jeho

- význam pro akumulaci živíc ve východoslovenské neogenní pánvi. [Kandidátska dizertačná práca.] Geofyzika, Brno, 111 s.
- Jiříček, R. 1974: Vývoj a korelácia trebišovskej panvy. Manuskript — archív Nafta, Michalovce, 12 s.
- Pagáč, I. 1974: Poznámky ku genezii živíc v Západných Karpatoch. Materiály III. celoslovenskej konferencie — I. časť, SGÚ (Bratislava), s. 343—347.
- Palšová, E. — Tereska, C. 1973: Predbežný výpočet zásob Stretava (JV časť). Manuskript — archív Nafta, Michalovce, 101 s.
- Pusey, W. C. 1973: How to evaluate potencial gas and oil source rocks. World Oil, April 1973. Vol 176, No 5, pp. 71—75.
- Rudinec, R. — Tereska, C. 1966: Predbežný výpočet zásob plynového ložiska Stretava (SZ) s návrhom na doplnujúci prieskum. Manuskript — archív Nafta, Michalovce, 60 s.
- Rudinec, R. 1970: Anomálne tlakové a teplotné pomery vo východoslovenskom neogéne. Geol. průzk., 12, č. 4, s. 100—103.
- Rudinec, R. 1967: Výročná správa pionierskeho prieskumu na štruktúre Bánovce. Manuskript — archív Nafta, Michalovce, 12 s.
- Čverčko, J. — Rudinec, R. 1972: Geologická stavba plynového náleziska Ptrukša. Mineralia slov., 4, 14, s. 15—22.
- Rudinec, R. et al. 1974: Výpočet zásob plynového náleziska Ptrukša. Manuskript — archív Nafta, Gbely, 248 s.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1972: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Spr. 53 (Bratislava), s. 145—155.
- Tereska, C. 1974: Projekt „Pionierskeho prieskumu oblasti Bánovce“. Manuskript — archív Nafta, Michalovce, 15 s.
- Šimánek, V. 1965: Geologický výskum organickej hmoty východoslovenského neogénu. [Záverečná správa ÚUG.] Manuskript — Geofond, Praha, 112 s.

RESERVOIRS OF HYDROCARBONS IN THE NEOGENE OF EASTERN SLOVAKIA

RUDOLF RUDINEC

During twenty years of drilling explorations in the Neogene of eastern Slovakia, voluminous geological and petroleum-geological material providing information both on the geological structure and occurrence of hydrocarbons has been obtained.

In the paper presented, larger economic accumulations — gas pools* in this region are mainly discussed. Oil occurrences, which in general may be characterized as mineralogical, are also mentioned. The gas pools described are at Pozdišovce-middle block, Pozdišovce — Trhovište, Bánovce — Lastomír, Stretava — Ptrukša.

General characteristic of the petroleum-gas traps

Apart from the Pliocene, manifestations of hydrocarbons have been determined in all so far known Neogene formations of eastern Slovakia. The gas pools are mainly confined to the northeastern margin of the basin (fig. 1).

Many systems, especially in the U. S. A. and the U. S. S. R. have been worked out for the classification of oil and gas traps. At the Eighth World Petroleum Congress in Moscow a group of Soviet geologists (A. G. Aleskin et al. 1971)

* The term „gas pool“ is here employed for the designation of the place where several gas horizons occur. The designation „gas reservoir“ is applied to a single gas bed.

presented the following six genetic trap groups:

- Main groups: A — structural
- B — lithological
- C — stratigraphical

Subgroups formed by their combination:

- A — B structural-lithological
- A — C structural-stratigraphical
- A — C lithological-stratigraphical

In the study of traps, the question of facies relations is of great importance. This problem requires a great amount of background data and it is usually connected with a more advanced stage of exploration.

The study of the gas pools so far known in the Neogene of eastern Slovakia has revealed that they represent a combined type of traps, viz. the structural-lithological one.

Likewise for the classification of reservoir rocks several systems have been worked out, which are not discussed in detail here. In general, they are divided into two large groups — stratified and massive.

In the Neogene formations of eastern Slovakia, the most frequent reservoir rocks are slightly indurated, medium- to coarse-grained sand, sandstone, in some places even conglomerate. In addition to the calcareous cement, a tuffaceous admixture in varying amounts is also present in the sandstone of this region, which unfavourably affects the permeability of the reservoir rocks and which cannot be secondarily increased (e. g. by acidification). The reservoir rocks determined in this region sporadically also consist of pyroclasts, in particular of tuff and rarely of jointed andesite flows. The reservoir rocks beneath the Neogene filling are jointed dolomite and dolomitic limestone, these are however already classified as massive.

The characteristics of gas pools in the Neogene of eastern Slovakia

Each of the gas pools described is illustrated by a structural map which provides information on the shape of the pool, tectonic dissection, and extent of the gas-bearing area. A geological section through each of the pools described supplements the information on the facies development in the individual gas reservoirs.

The Trhovište — Pozdišovce gas pool (figs. 2 and 3)

This pool occurs in the northern part of the Pottská nížina lowland about 10 km W of the town of Michalovce. The pool was described in the papers of D. Ďurica — R. Rudinec (1967).

As shown in fig. 3, deep wells (total 29) penetrated Lower Sarmatian, Upper Badenian (Rotalia and Bolivino-Bulimina development), Middle Badenian (Zone of Agglutinantia), Lower Badenian formations, and struck the Karpatian.

Lithologically, all formations are composed in varying amounts of detrital and pelitic sediments. The detrital development predominates in the Upper Badenian Rotalia development and in the Lower Badenian. The gas reservoirs occur in the Upper Badenian in the Rotalia development. They mostly form

local lenses, which at a short distance grade into marls, and only a few horizons are of regional extent.

The Trhovište — Pozdišovce gas pool represents a brachyanticline elongated in the E — W direction (fig. 2). The brachyanticline is distorted by a system of normal faults dividing the productive part of the pool into several separate tectonic units. The crest of the structure is confined to the NW — SE trending Trhovište fault which is an antithetic fault to the Močarany fault system, a dominant tectonic element in the northern part of the Potiská nížina (fig. 3). Both fault systems were active syngenetically in the Upper Badenian and the Trhovište fault is, in a certain sense, an adjustment fault. There are still other faults here of E — W direction.

Petroleum-geological appraisal

The gas reservoirs in this pool occur at a depth interval of 500 to 1500 m and they belong to the Upper Badenian (Rotalia development). The thickness of the individual productive horizons and/or sequences ranges from 1 or 2 up to 20 m.

The reservoir rocks are slightly cemented sand or strongly sandy calcareous clay, medium- to coarse-grained, weakly tuffaceous sandstone, in places conglomerate. Their areal development is very unstable and the individual sandy horizons frequently pass into marly development forming isolated lenses.

Porosity in the individual sands ranges from 14 to 29 % with permeability from 9—292 md, which is also reflected in the varying capacity ranging from 20,000 to 1 million Nm³/24 hours.

Seven more regional gas horizons have been ascertained in the pool, the others appear as local lenses of small areal extent. The greatest number of such lenses (39) has been established by the Trhovište-12 well.

As far as the content of higher hydrocarbons is concerned, the gas may be characterized as dry or weakly gasolinic with an average gasoline content of approximately 10 gr/1 Nm³. The greatest proportion in the gasoline form the hydrocarbons C₃ (86—92 %), the rest are higher hydrocarbons C₄, C₅, ... C₈. The average gas composition is as follows: methane 91.2 %, ethane 5.2 %, propane 1.8 %, butane 0.7 %, pentane 0.1 %, nitrogen 0.6 %, CO₂ 0.4 %, specific gravity 0.6, heating value (wet) 8,072 kcal/m³.

Reservoir pressures in the individual horizons are by 3 to 15 % higher than the hydrostatic pressure. Up to this time the course of production indicates an expansive regime. The confrontation of the reserves calculated by the volume method with the method of pressure fall shows that the calculated gas reserves of about 1 milliard Nm³ are quite real at the gas pool discussed.

The Stretava gas pool (figs. 4 and 5)

The gas pool in question occurs about 15 km SE of the town of Michalovce, approximately in the area of the Palín and Pavlovce n/Uhom villages. In 1973 commercial production has started from the northwestern part of this pool.

To date 31 wells have been drilled at this gas pool and some of them to a considerable depth (fig. 5). The results of exploration were evaluated in the

reports by R. Rudinec — C. Tereska (1966) and E. Palšová — C. Tereska (1973).

Deep borings penetrated the Pliocene, Sarmatian, Upper Badenian (sterile part and the Bolivino-Bulimina Zone), and struck the Middle Badenian. Lithologically, the individual formations are represented by clay, sand, sandstone, tuffaceous sandstone, rhyolite tuff or, in the southern part, by andesite and its pyroclasts (fig. 5).

The best developed are well permeable sandy strata in the Lower Sarmatian, where economically significant gas reservoirs have also been determined. In spite of the fact that detrital development has also been ascertained at the base of the Upper Badenian and in the Middle Badenian apart from the Stretava-7 well (depth 3,050 m), an economic gas influx from the deeper formations has not been established.

Stretava is structurally a pronounced brachyanticline strongly elongated approximately in the N — S direction. It is actually applied structure manifest from the Pliocene until the Badenian. Genetically its origin seems to be associated with the tectonic movements which started in the Upper Badenian, were active in the Sarmatian, and died out in the Pliocene.

The Stretava elevation is strongly dissected by a system of normal faults of a syngenetic character, and by the Močarany — Topľa fault system on the east of the structure. The dominant tectonic element is the longitudinal Stretava fault of NW — SE direction and NE dip, which passes in the productive horizons through the crestal part of the structure. In addition, a systems of less significant NW — SE striking cross faults also occurs here.

Petroleum-geological appraisal

In the productive Lower Sarmatian formation gas reservoirs occur at a depth interval of 1100—1800 m. Altogether five more regional gas horizons occurring especially in the northwestern part of the gas pool (NW of the Stretava-8 well) have been determined here. While in the southeastern part of the pool practically only one horizon is of a regional extent, there are several other lenticular horizons.

The facies development of the individual both regional or local sands is very variable. This is also adequately reflected in their physical parameters, particularly in permeability, which is in direct relation to capacity. The average porosity of the gas horizons is approximately 16.7 % and permeability about 61 md.

The capacity of the gas reservoirs in the northwestern part of the pool ranges from 17,600—1 000,000 Nm³/24 hours. It is relatively lower in the southeastern part, from 5,000 to 96,000 Nm³/24 hours attaining only rarely 200—300 thousand (Str-24, 32).

In general it is dry gas with an average gasoline content of 10—20 gr. gasoline per 1 Nm³ gas. A particularly high gasoline content of 200 to 250 gr/Nm gas only occurs in the fifth gas. horizon, which is mainly developed in the southeastern part of the structure. The gasoline contains the following hydrocarbons: C₄ — 3.9 %, C₅ — 9.4 %, C₆ — 16.2 %, C₈ — 20.5 %. The rest belongs to higher hydrocarbons. The gas has the following average composition: methane 90.35 %, ethane 4.8 %, propane 1.5 %, butane 0.4 %, pentane 0.1 %,

nitrogen 2.7 %, CO₂ 0.35 %.

Both interesting and intricate in the Stretava structure are the pressure conditions. The reservoir pressures there indicate several anomalies (R. Rudinec 1970). Three pressure belts may be distinguished here today. The first belt in the interval of 1000 to 1600 m with reservoir pressures by 4 to 20 % higher than the hydrostatic pressure. The second pressure belt occurs in the interval of 1600 to 2000 m with reservoir pressures by 25 to 40 % higher than the hydrostatic pressures. In the third pressure belt at a depth of 2600 to 3700 m, the reservoir pressures are by 64 to 91 % higher than the hydrostatic ones. The reasons of these pressures have so far not been satisfactorily explained. In order to control such pressures, heavy barytes drilling mud must be used in drilling operations, which negatively affects the already primarily poorly permeable horizons.

The to-date production at the Stretava reservoir indicates an expansive regime. In spite of the fact that the Stretava elevation is structurally the most pronounced elevation in the basin, its productive area is relatively small. While the length of the gas horizons amounts almost to 10 km, their width is only about 1 km. Considering the relatively small number of the gas horizons, then the gas reserves of 1 miliard in the Sarmatian are a poor display of the potential capacity of this elevation.

The Ptrukša gas pool (figs. 6, 7)

The Ptrukša gas pool occurs in the southeastern part of the Potiská nížina, in the proximity of the boundary between the Č. S. S. R. and the U. S. S. R., approximately 8 S km of the town of Velké Kapušany. The crestal gas-bearing part of the pool occurs in the Latorice river basin. Exploratory work at this locality is almost concluded and production will start in 1976.

Up to now 26 wells have been drilled, of which the Ptrukša 2, 7, and 22 wells penetrated the entire Neogene filling and struck the basement. The geological and petroleum-geological conditions of this pool are discussed in the reports of R. Rudinec — J. Čverčko (1970, J. Čverčko — R. Rudinec 1972, R. Rudinec et al. 1974).

Whereas the Trhovište — Pozdišovce and the Stretava gas structures belong to the marginal elevations confined to the northeastern margin of the basin, the Ptrukša structure represents an intrabasinal elevation.

From the viewpoint of structural form it is a brachyantycline with the crest elongated in the EW direction; its crest in the E turns rather abruptly SE (fig. 9). The elevation is disturbed by a system of normal faults which were active syngenetically especially during the sedimentation of the Sarmatian and whose activity ended in the Pliocene. The faults are of approximately N — S and NW — SE trends. Genetically, the origin of the structure is placed in the Sarmatian, during which, in result of the aforementioned fault systems the strata were deformed, and the structure with its crest in the area of the Ptrukša-22 and 20 wells, originated.

The drilling operations so far carried out at this pool have penetrated the Pliocene, the Upper, Middle, and Lower Sarmatian, the Upper and Middle Badenian, and struck the pre-Neogene substratum (fig. 7). The pre-Neogene

substratum made up of weakly metamorphosed arkose, sandstone, phyllite, chloritic, sericitic, and graphitic shales is probably of Permian age (O. F u s a n 1966). Tectonically these rocks are ranged to the Zemplín horst (R. R u d i n e c — J. S l á v i k 1972).

Similarly as elsewhere, the individual Neogene formations consist lithologically of calcareous, clay, in the lower parts of claystone, sand, sandstone, tuffaceous sandstone, etc. In the Middle and Lower Sarmatian in the western part of the pool occur andesite flows extending here from the buried Beša — Čičarovce volcanic massif. The crest of this massif lies 6 to 10 km westward.

The reservoir rocks in the Lower Sarmatian, in which the individual gas reservoirs occur, are represented by medium, in places up to coarse-grained sandstone to conglomerate containing a tuffaceous component, strongly marly, in facies both laterally and vertically, very unstable.

Petroleum-geological appraisal

At the Ptrukša gas pool the individual gas reservoirs in the upper part of the Lower Sarmatian occur at a depth interval of 1500 to 2100 m. According to direct and indirect data, the average porosity of the sand is about 18 %. Likewise permeability ranges in the order of magnitude from several md to ten or even hundred md.

Production from the individual gas horizons varies from several thousand Nm³/24 hours to 1 270,000 Nm³/24 hours.

As compared with other pools in the Neogene of eastern Slovakia, the contents of gasoline at the Ptrukša pool is high averaging 120 gr/Nm³. With respect to the high proportion of the gasoline in the gas, this pool may already be regarded as a gas-condensate pool. According to analyses, the gasoline consists of 50 to 65 % of hydrocarbons C₃, C₄, C₅... C₉, the rest are higher hydrocarbons. The average gas composition is as follows: methane 87.1 %, ethane 6.9 %, propane 2.2 %, butane 0.7 %, pentane 0.15 %, hydrogen 0.17 %, nitrogen 2.68 %, CO₂ 1.34 %.

By its gas and gasoline reserves the Ptrukša gas pool is one of the biggest in Czechoslovakia.

The Bánovce — Lastomír gas pool (figs. 8 and 9)

The Bánovce — Lastomír gas pool occurs 8 km SW of the town of Michalovce, approximately between the villages Laškovce — Bánovce n/Ondavou — Lastomír. Genetically this area belongs to the Michalovce — Stretava belt.

The drilling and geophysical works carried out so far made it possible to depict on fig. 8 the approximate structure and extent of the Bánovce pool NW of the Falkušovce fault, and of the Lastomír pool towards the SE. The wells drilled penetrated the Pliocene, the Upper and Lower Sarmatian, the Upper Badenian (Rotalia development and the Bolivino-Bulimina Zone), and the Middle and Lower Badenian (fig. 9). The geological structure of this area was studied by R. R u d i n e c (1967), C. T e r e s k a (1970).

The Bánovce structure consists of two tectonic elements: the first is a strongly tectonically dissected brachyanticline with its crest elongated in the NW — SE

direction. This structure is associated with the eastern Trhovište fault. The second represents a semidome associated with the western Trhovište fault.

The Lastomír gas structure is a semidome associated with the high block of the Lastomír fault and/or Falkušovce fault.

Petroleum-geological appraisal

The productive gas reservoirs in the Bánovce structure occur in the Upper Badenian (Rotalia development) at a depth of 1,100 to 2,000 m. The reservoir rocks are medium- to coarse-grained sandstone, in places conglomerate, mostly marly. The facies development of the sandy horizons is very variable, especially with respect to the fact that in this area terminates the typical detritic-sandy development of the Upper Badenian. Most of the reservoirs have a lenticular character (fig. 9). It must be pointed out, however, that not all prospective horizons have been proved by the wells drilled, and these are therefore not depicted in the section.

The capacity of the individual reservoirs varies strongly within the range of 30,000 to 420,000 Nm³/24 hours. Porosity varies from 8 to 21 %, permeability from 18 to 120 md, exceptionally 200 to 600 md.

At the neighbouring Lastomír gas pool only one horizon with commercial capacity has so far been proved in the Lower Sarmatian sequence at the depth of 890 m, producing 180,000 Nm³/24 hours (Lastomír-1 well). A system of low-capacity gas horizons in the Upper Badenian — Bolivino-Bulimina Zone at the depth interval of 1,800 to 2,200 m with a capacity of 5,000 to 10,000 Nm³/24 hours has been determined by this well.

Additional gas occurrences have been determined in lower sequences apart from the aforementioned manifestations, and at the Lastomír-1 well even traces of petroleum at the depth interval of 2,710 to 2,783 m.

Oil and gas pool at Pozdišovce — middle block (figs. 10, 11)

This pool occurs about 2 km NW of the town of Michalovce and it represents an inconspicuous brachyanticline tectonically strongly dissected by faults which separate it into partial small blocks (fig. 10).

Drilling operations on the elevation have penetrated sequences of the Upper Badenian (Rotalia and Bolivino-Bulimina development), of the Lower Badenian, the Karpatian, and struck the pre-Neogene Palaeozoic basement (fig. 11).

Petroleum-geological appraisal

Commercial gas flows have been obtained from the Upper Badenian sequence in the crestal part of this structure. The capacity of the Pozdišovce-4 and Michalovce XI wells, situated in a 2 to 3 m-thick sand complex, ranges from 28,000 to 200,000 Nm³/24 hours. The reservoirs are lenses of a small areal extent and thus the significance of this pool is only local.

Apart from gas, the Pozdišovce-middle block structure is so far the only place, where oil in relatively greater quantities has been determined in the Neogene of eastern Slovakia (wells Pozdišovce-3 and 5). The presence of oil

accompanied by salt water has been ascertained from seven sand beds in the Pozdišovce-3 well at the depth interval of 428 to 590 m (quantity is of the order of tens of litres).

With respect to the small distances between the wells on the elevation, the oil occurrences may be characterized as mineralogical without economic significance. The oil reservoirs are small lenses in the environs of the Pozdišovce-8 well (fig. 10).

The oil found here is of a light type, highly paraffinic, with a high content of the benzene and petroleum fractions, with a specific gravity of 0.821 to 0.837 g/ml. The gas contains methane 79.8 %, ethane 3.5 %, propane 0.8 %.

Additional more significant areas with shows of gaseous bitumens

The exploration works carried out to date in this region determined gas in a number of wells and in various parts of the basin. In particular, a 1,000 m-thick gas-bearing zone of the Upper Badenian in the southwestern part of the Potiská nížina at the Trebišov structure (Trebišov 2, 3, 5 wells) has been determined. A system of low-capacity gas lenses, 2 to 5 m in thickness (production from 2,000 to 23,000 m³/24 hours) occurs in this complex.

The exploitation of such reservoirs will be very exacting technologically, but with respect to the great areal distribution of this gas-bearing sequence, this problem is very acute.

Rakovce is a further elevation where several gas horizons with a capacity of 10 to 12,000 Nm³/24 hours have been found. This structure lies north of the Trhovište — Pozdišovce gas pool.

The question of the prospectiveness of the Albínov structure north of the town of Sečovce, which as the first in the Neogene of eastern Slovakia has been proved by numerous wells, is not satisfactorily solved. On this elevation, which appears as a conspicuous morphological intrabasinal elevation, gas occurrences have been determined in the Albínov-1 well (Upper Badenian). The Albínov-2 well was destroyed by eruption from the Middle Badenian. In the Albínov-4 well in the upper of the Karpatian, both gas and oil have been determined. The conclusive assessment of this elevation together with its pre-Neogene basement (it is assumed that it is built up of the Mesozoic) will be possible after drilling of a deep well in its crestal part.

Some general contemplations on the bitumens in the Neogene of eastern Slovakia

Commercially significant accumulations of hydrocarbons in the Neogene of eastern Slovakia have so far been determined in two sequences, in the Lower Sarmatian (Lastomír, Stretava, and Ptruksa), and in the Upper Badenian — Roľalia development (Trhovište — Pozdišovce, and Bánovce). The individual reservoirs occur at a depth of 500 to 2,100 m, i. e. in the temperature belt of 40 to 120 °C. Traces of oil have been determined at the depth interval of 420 to 3,000 m, temperature belt of 38 to 150 °C.

The origin of traps for the accumulation of hydrocarbons seems to be connected with the last tectonic movements which took place in the Upper Badenian and the Sarmatian. Likewise the main migration movements, during

which the already existing traps have been filled, that means in the more northerly Badenian reservoirs (Trhovište — Bánovce) during the Sarmatian, and in the more southerly Sarmatian reservoirs (Stretava, Ptrukša) during the Pliocene, are associated with these events. The Pliocene migration, which led to the present day accumulation of hydrocarbons, has been also demonstrated in other regions of the Carpathians (G. N. Dolenko 1966, Alfelde Körösi 1971 in I. Pagáč 1974).

Noteworthy of this region is the absence of greater oil accumulations even though, apart from the Pliocene, oil has been determined in all to date known Neogene strata.

On the basis of the oil occurrences in the higher blocks of the Upper Badenian at the Pozdišovce reservoir M. Mořkovský (1968) assumes that differential migration in the sense of W. G. Gusev (1953) took place here. J. Čverčko (1973) is of the opinion that the bitumens from the Upper Badenian — Bolivino-Bulimina Zone produced heavy hydrocarbons — oil, and the bitumens from the Lower Sarmatian generated gas. His deductions are based on the geochemical analyses of the organic matter (according to V. Šimánek 1965).

In his analysis of the genesis of bitumens in the Carpathians I. Pagáč (1974) presumes that the source of gaseous hydrocarbons are Upper Badenian and Sarmatian sequences. According to this author, the Lower Karpatian and Eggenburgian sequences are the source for oil, whose main source area is, however, in the underlying formation. Pagáč also applies this theory to the Neogene of eastern Slovakia, where the Badenian and Sarmatian are likewise exclusively gas-bearing.

A very interesting theory on the assessment of the oil- and gas-bearing potential of parent rocks was presented by W. G. Pusey (1973) on the basis of an insoluble part of organic material, the so-called kerogen, in which owing to increasing temperature destruction by thermal cracking takes place and hydrocarbons originate.

On the basis of his research of significant world reservoirs this author presented his theory of the so-called liquid window, according to which the occurrence of liquid hydrocarbons is confined to the liquid window defined by the temperature of 150 to 300 °F. This temperature relates to the palaeotemperatures, which in the Tertiary were only slightly different from those of today. In our conditions, the liquid window is defined by the temperature of 65 to 150 °C and by the depth interval of 1,000 to 3,000 m. In spite of the fact that the individual boundaries are not considered strictly, the Neogene region of eastern Slovakia displays, nevertheless, certain anomalies in this respect.

Larger accumulations of the so far determined gaseous hydrocarbons in this region most probably originated from Upper Badenian and Lower Sarmatian pelites, which carry the greatest contents of bitumens (V. Šimánek 1965).

On the other hand it is presumed that Mesozoic carbonate rocks occur in the basement in the predominant part of the region. The occurrences of liquid and gaseous hydrocarbons in the lower sequences of the Miocene — Lower Badenian, and the Karpatian (Albínov, Trhovište, Pozdišovce, Ďurkov, and elsewhere) may be genetically also associated with these rocks.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ВОЗРАСТЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ВИГОРЛАТА И СЛАНСКИХ ГОР

(1. обр. и 3 табл. в тексте)

Я. СЛАВИК — Г. П. БАГДАСАРЯН — М. КАЛИЧЯК — Ю. ТЕЖЕР —
О. ОРЛИЦКИ — Д. ВАШ*

Rádiometrické veku vulkanických hornín Vihorlatu a Slanských vrchov

V zmysle novej časovej rádiometrickej škály neogénu Paratethys bolo urobené kompletne rádiometrické štúdium 16 vzoriek. Vzorky boli odobrané z vulkanických komplexov Vihorlatu—Popričného a Slanských vrchov, ktoré patria k najvýznamnejším vulkanickým štruktúram Karpát.

Z výsledkov rádiometrického merania hornín vychodí, že ide o produkty vulkanizmu vrchnobadenského až strednopanónskeho veku.

Radiometric ages of volcanic rocks in the Vihorlat and Slanské vrchy Mts. (eastern Slovakia)

In the sense of the new radiometric time-scale of the Neogene of the Paratethys, complete radiometric research on 16 rock samples has been carried out. The samples were collected from the Vihorlat—Popričný and Slanské vrchy volcanic complexes which belong to the most significant volcanic structures of the Carpathians.

The results obtained by radiometric study indicate that the rocks in question are products of volcanism of Upper Badenian to Middle Pannonian age.

В последние годы проявилось усилие составить возрастную радиометрическую шкалу Паратетхис. Вначале была составлена шкала на основании небольшого количества возрастных радиометрических измерений (Ваш и кол. 1970, Ваш и Багдасарян 1971, 1974). Позже была составлена шкала, опирающаяся на целый ряд возрастных радиометрических измерений.

В шкале, предложенной Вашом и Славиком (в печати), имеется 27 датировок. В дополненной шкале, коррелирующей с биоценами нео-

* Ing. Ján Slávik, DrSc.†.

Проф. Георг П. Багдасарян, Геологической институт АН Ар. ССР, Барекамутян 24,375 019 Ереван (Erivan), UdSSR.

RNDr. Michal Kaličiak, RNDr. Juraj Tözsér, Geologický prieskum n. p., Geologická oblasť, p. p. A-21, 040 51 Košice (Czechoslovakia).

RNDr. Oto Orlický, Geofyzika n. p., 812 00 Bratislava-Prievoz (Czechoslovakia).

RNDr. Dionýz Vass, CSc. Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina, 809 40 Bratislava (Czechoslovakia).

гена центральной Паратетхис, которая была предложена 6. конгрессу РЦМНС в Братиславе в 1975 г. (В а ш и кол.), включено 34 датировок вулканических пород и 10 датировок главконитов и других менее точных радиометрических возрастов. Больше того, как вспомогательные данные, были использованы и хорошо биостратиграфически датированные возрасты. Большинство опорных данных радиометрической возрастной шкалы неогена Паратетхис являются радиометрические возрасты неогенных вулканитов Западных и Восточных Карпат (Б а г д а с а р я н и Д а н и л о в и ч 1968, Б о й к о и кол. 1970, В а ш и кол. 1971, Б а г д а с а р я н и кол. 1971).

Опираясь на более усовершенствованную радиометрическую возрастную шкалу неогена Паратетхис, мы приступили к радиометрическому контролю стратиграфической схемы главных комплексов двух вулканических гряд Вигорлат—Попричных и Сланских гор, которые принадлежат к наиболее характерным вулканическим структурам Карпат. Радиометрическому исследованию предшествовали интенсивные геологические изучения (С л а в и к 1956, 1968, 1969, С л а в и к и кол. 1968, С л а в и к и Т е ж е р 1973), палеомагнитные исследования (О р л и ц к и и кол. 1970, О р л и ц к и и кол. 1974) и уже упомянутое ориентировочное радиометрическое исследование (Б а г д а с а р я н и кол. 1971). В связи с радиометрическим исследованием, мы взяли более 50-ти образцов, часть из которых была обработана в лаборатории ядерной геохронологии армянской академии наук в Ереване (полному радиометрическому изучению подверглось 16 образцов, других 10 образцов по предварительному изучению были из дальнейшего аналитического процесса исключены).

Радиометрическое исследование производилось двумя калий-аргоновыми методами: объёмным и изотопного разжижения. Принятая методическая последовательность радиометрического исследования в основном соответствовала методической последовательности приведённой в работе Б а г д а с а р я н и кол. 1968, или же В а ш и кол. 1971. У всех 16 образцов радиометрическое датирование было произведено на целом образце.

Для вычисления радиометрического возраста исследованных образцов были использованы константы АН СССР:

$$\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$$

$$\lambda_p = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$$

Вигорлат—Попричные горы

Вигорлатские горы представлены вулканическими породами, которые С л а в и к (в работе Орлицки и кол. 1970) разделяет на следующие формации и комплексы (снизу вверх):

Формация Винне—Завадка

Формация Кийов—Орехова

Комплекс Тарнава—Шутова

Валайковская формация, которая состоит из комплексов Петровце—

Хоньковского, Конюшского и Попрично—Вигорлатского.

Формация Винне—Завадка состоит из двух комплексов: Завадского, представленного преимущественно пирокластическими амфиболо-пироксеновым андезитом. В старших работах встречается под названием агломерато-туфитовой серии (Броднян и кол. 1959). Его биостратиграфическое положение доказано довольно хорошо. Комплекс залегает на слоях с *Elphidium hauerinum* — средний сармат (Прокшова в работе Броднян и кол. 1959). В его кровле залегают осадки с бессарабской макрофауной и с фораминиферами зоны *Protelphidium subgranosum* (Ендрякова и кол. 1957). Своим стратиграфическим положением комплекс отвечает частям верхней 12-той, нижней 13-той биозона центральной Паратетхис (биозоны ЦПН).

Второй, Винянский комплекс представлен экструзивными телами амфиболо-пироксенового андезита. Результаты палеомагнитного исследования этих пород подтверждают нормальную полярность остаточной намагниченности.

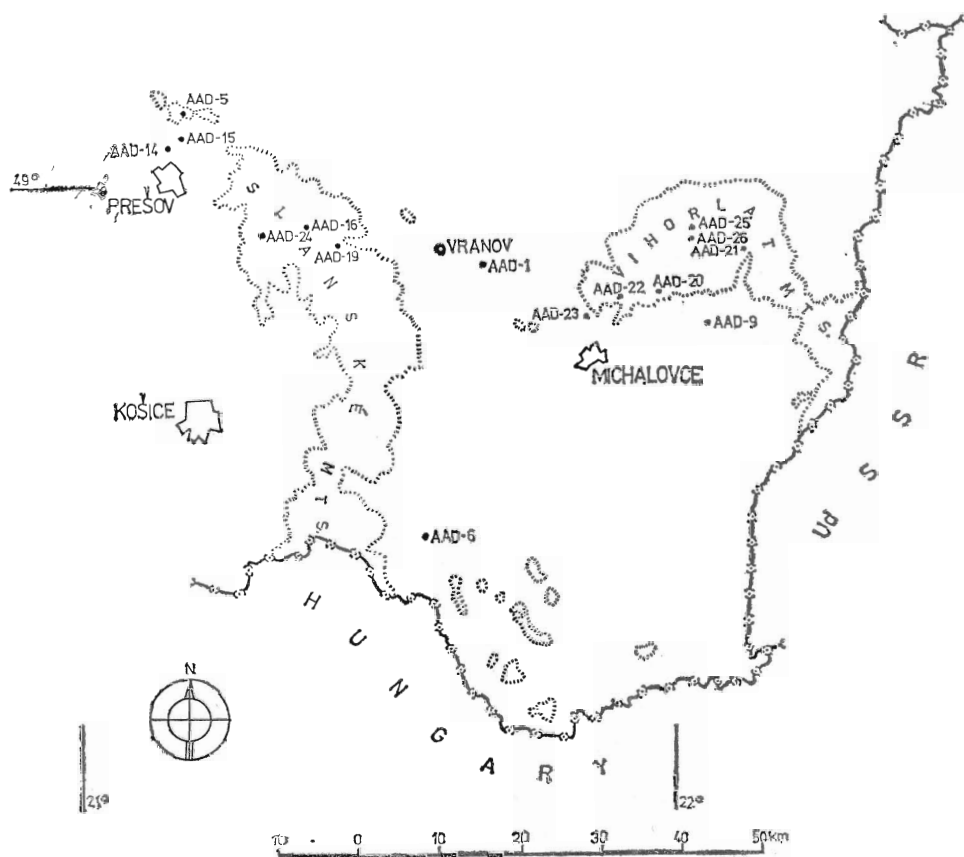
Винянский и завадский комплексы считались разновозрастными продуктами вулканизма (Славик в работе Броднян и кол. 1959). Позже, на основании палеомагнитного исследования, экструзивные тела винянского комплекса считают младшими продуктами вулканизма в отличие от агломератов и туфов завадского комплекса (верхний сармат—Орлицки и кол. 1970, то есть 13-я биозона ЦПН).

Из винянского комплекса для радиометрического датирования был взят образец андезита из карьера Ланцошка на северном берегу водохранилища „Земплинска Ширава“, при тригонометрической точке Медведёва (АВ-35, — формация Винне—Завадка). Средний возраст из трёх определений является $13,5 \pm 2,3$ (12,8*). Среднее из двух определений (при исключении экстремной величины 17 м. л.) является $11,75 \pm 0,2$ (11,2*) м. л. и смотря на остальные датировки сармата, последний кажется более подходящим (Багдасарян и кол. 1971 ст. 89).

В настоящее время считаем, что величину 11,75 (11,2*) м. л. надо полагать как минимально возможный возраст винянского комплекса. Нормальный возраст этого комплекса надо считать приблизительно 12,5—12,0 м. л. (11,9* — 11,4* м. л.). Это подтверждают и датировки других образцов андезита из карьера Ланцошка, анализированных в Ганновери с результатом 12,3* м. л. (Дюрица, устное сообщение). На основании радиометрических измерений, возраст винянского комплекса будет вернее всего средне-сарматский или же на границе среднего и верхнего сармата (биозоны ЦПН 12/13).

Формация Кийов—Орехова — это формация стратовулкана, характеризующаяся пироксеновыми андезитами. Из-за её петрографического сходства была включена в неразчленённую толщу продуктов пироксеновых андезитов, составляющих главный хребет Вигорлата (Славик в работе Броднян и кол. 1959, стр. 18). Позже её рассматривали как конюшский комплекс. Результаты палеомагнитного исследования подтвердили неправильность этой корреляции. Породы этого комплекса по-

* Радиометрические возрасты, которые в дальнейшем обозначаем со звёздочкой рассчитаны с помощью постоянной распада $= 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ г.}^{-1}$



Обр. 1. Карта отобранных образцов

казали нормальную термоостаточную намагниченность. В хронологической последовательности их зачисляют над винянский комплекс и под валашковскую формацию, частью которой является конюшский комплекс (Орлицки и кол. 1970, стр. 162). Результаты радиометрических анализов подтвердили правильность этой новой стратиграфической схемы. Радиометрическому анализу был подвержен образец, взятый из лавового потока пироксенового андезита формации Кийов—Орехова, из карьера севернее деревни Клокочов (ААД-20). Радиометрический возраст этого андезита — $12,0 \pm 0,7$ (11,4*) м. л. Тем подтверждается, что формация Кийов—Орехова является моложе по сравнению с винянским комплексом, но как это видно из дальнейшего, старше нежели валашковская формация.

Вулканический комплекс Тарнава—Шутова представлен экструзиями амфиболо-пироксеновых андезитов. Петрографически, и по выходам в обнажениях, эти андезиты похожи с андезитами винянского комплекса и поэтому были вместе в группе вулканических продуктов амфиболо-

пироксеновых андезитов. (Славик в работе Броднян 1959, стр. 14—15). На основании реверсивной намагниченности продуктов комплекса Тарнава—Шутова и нормальной намагниченности продуктов винянского комплекса, было возможно разделить продукты амфиболо-пироксеновых андезитов на два самостоятельных комплекса. Радиометрические анализы подтвердили правильность этого разделения. Анализы были произведены на двух образцах. В карьере вблизи деревни Винне, где производят добычу амфиболо-пироксеновых андезитов куполовидной экструзии Шутова, был взят образец ААД-22, радиометрический возраст которого является $10,2 \pm 0,5$ (9,7*) м. л. Второй образец ААД-23 взят из карьера вблизи деревни Тарнава при Лаборце, где амфиболо-пироксеновый андезит находится также во форме куполовидной экструзии. Его радиометрический возраст — $11,0 \pm 1$ (10,5*) м. л.

Стратиграфически самой верхней формацией Вигорлат—Попричных гор является валашковская формация, которая разделена на три комплекса. Самый старший из них—комплекс Петровце—Хоньковский, который представлен грубопорфировидным андезито-дацитом имеющим нормальную и реверсивную полярность РМ. Радиометрический возраст этого комплекса, на основании образца взятого из карьера вблизи деревни Гусак, показал близость возрасту комплекса Тарнава—Шутова, то есть $11,0 \pm 1$ (10,5*) м. л. (Багдарян и кол. 1971, стр. 89—90).

Средняя часть валашковской формации—конышский комплекс, до сих пор радиометрически неопределена.

Верхний комплекс—Попрично—Вигорлатский представлен лавовыми потоками пироксенового андезита, у которого была подтверждена в большей его части реверсивная намагниченность. Этот андезит встречается на вершинах в виде шляп. Из этого комплекса для радиометрического датирования были взяты два образца. Один образец ААД-25 взят с вершины Вигорлат. Это пироксеновый андезит, радиометрический возраст которого— $9,8 \pm 0,2$ (9,3*) м. л. Второй образец ААД-26 взят в 300 метрах северо-восточнее от вершины Вигорлат (из почвы, то есть из нижней части вершинного лавового потока Вигорлата). Это массивный пироксеновый андезит, радиометрический возраст которого— $9,2 \pm 0,7$ (8,7*) м. л. Нельзя исключить также возможность позднейшей дифференциации пироксенового андезита в виде даек.

Проблематичной является интерпретация радиометрического возраста пемзового туфа из глубины 499 м, скважины ГН-230 (образец ААД-9), находящегося в почве главного угольного слоя подвигорлатского угольного бассейна и принадлежащего комплексу междуугольной туфитовой серии. Нижняя часть туфитовой серии-риолитовая туфобрекчия, была биостратиграфически датирована. В скважине Чечегов-1 залегает под горизонтом с бессарабской фауной и поэтому является одновозрастной с верхним сарматом центральной Паратетхис. Радиометрический возраст пемзового туфа из скважины ГН-230 является $9,0 \pm 0,2$ (8,6*) м. л. Если допустим, что вся междуугольная туфитовая серия верхнесарматского возраста, то панонский радиометрический возраст, 9 м. л. находится в несоответствии с биостратиграфическими данными. Этот возраст пемзового туфа тоже несоответствует радиометрическому возрасту По-

Формация	комплекс	век	Радиометрический возраст в м. л.		Поляризация реманентно- го магнетиз.
			$\lambda_k = 0,557.10$ л	$\lambda_k = 0,584.10$ л	
Валайковце	Попрично—Вигорлатский	Панон срд.	9,2—9,8	8,7—9,3	P
	Коноши	?			HP
	Петровце—Хоньковце	Панон ниж.	11,0	10,5	HP
Кийов—Орехова	Тарнава—Шутова		10,2—11,0	9,7—10,5	P
		Сармат верх.	12,0	11,4	H
Винис—Завадка		Сармат срд/вер.	12,5	11,9	H+

H = нормальная намагнитченность, P = реверсивная намагнитченность, H+ = только для формации Винис

прично—Вигорлатского комплекса ($9,8 \pm 0,2$ м. л.), против позиции которого в хроностратиграфической последовательности в кровле туфитовой серии нет никаких доказательств (Полашек в работе Броднян и кол. 1959, стр. 32, Броднян и кол. стр. 8, 58 и 59). Возможно, что в этом случае радиометрический возраст омоложен утечкой аргона.

Из комплекса Попрично-Вигорлатского был взят также образец из лавового потока пироксеновых андезитов вблизи деревни Реметске Гамре (образец ААД-21). Радиометрический возраст этого образца получился слишком высок — $17,0 \pm 0,6$ м. л. Несмотря и на новейшие результаты профильного геомагнитного измерения,

которые допускают возможность распространения старших вулканических комплексов под верхними этажами комплекса Вигорлат—Попричный, возможно с нормальной намагнитченностью (Фило, до сих пор неопубликовано), причём нельзя исключить и их выходов на поверхность (главное в долинах), надо полагать, что в случае анализированного образца возможна контаминация или же обогащение аргона. Возраст 17 м. л. находится в большом противоречии со всеми выше приведёнными радиометрическими возрастами. Присутствие нижнебаденского андезита в горах Вигорлата маловероятно.

Сланские горы

Старшие неогенные вулканические породы в Сланских горах и в их окрестностях являются субкаватическими риолитовыми пирокластическими выступами в нижней части Человской формации эггенбургского возраста (Славик и кол. 1960). До сих пор не была сделана попытка их радиометрического датирования.

В кровле Человской формации и в почве прешовских соленосных слоёв карпатского возраста, залегает следующий вулканогенный горизонт-финтицкие риолитовые туфы и ксенотуфы. Из этих туфов, для радиометрических анализов, были взяты два образца:

1. Образец ААД-14-пемзовый туф. Взят приблизительно 750 м. западнее деревни Финтице, где на поверхность выступает грубозернистая пирокластическая порода.

2. Образец ААД-15-риолит. Обломок из грубокластической вулканогенной породы. Образец взят приблизительно 1 км западнее деревни Финтице.

Радиометрические анализы обоих образцов свидетельствуют о слишком раздельных возрастах: $12,8 \pm 1,8$ м. л. и $25,4 \pm 2,3$ м. л. ($11,6^*$ и $24,1^*$ м. л.). Ни один из приведённых возрастов не соответствует возрасту карпата. Карпат должен быть младше чем фундамент миоцена, который Тайер и Гаммонд (1974) определяют на $23^*—24^*$ м. л., а с другой стороны, должен был бы быть одновозрастным или же старше чем $16,8^*$ м. л., то есть средний возраст андезитов из Тихомория, которые в ассоциации с морскими осадками, содержат *Globigerinoides trilobus* а также единичные экземпляры *Globigerinoides sicani* (Банди и кол. 1970).

Карпат до сих пор в центральной Паратетхис был датирован $21,7 \pm 1,3$ м. л. ($20,8^*$ м. л.). (Ваш и кол. 1970, стр. 73—76).

Так было доказано, что опробованные породы принадлежащие горизонту финтицких риолитовых пирокластиков не подходят для радиометрических анализов без предварительной подготовки (сепарация подходящих минералов и т. п.). В первом случае мы имеем дело с породой вторично омоложенной (стекловидный вулканический материал легко упускает радиогенный аргон и тем возраст омолаживается), во втором случае, в результате контаминации, датировка показала слишком старый возраст.

И в случае датирования грабовецких туфов нижнебаденского возраста, выступающих в карьере на восточной окраине деревни Нижний Грабо-

вещ, подтвердилось, что порода вторично омоложена. Результат старшего и нового датирования ($8,0 \pm 0,9$ м. л., Багдасарян и кол. 1971, стр. 94, или же радиометрический возраст новодатированного образца ААД—1, $7,7 \pm 1,3$ м. л.) в никаком случае не соответствует радиометрическому возрасту нижнего бадена. Риолитовые и риодацитовые туфы в похожем стратиграфическом положении на Западной Украине показывают радиометрические возрасты приблизительно 16,0 и 16,5 м. л. (15,2* и 15,7 м. л., Багдасарян и Данилович 1968, табл. № 1 и 2).

Детальное минералогическое исследование грабовецких туфов показало, что порода сильно зеолитизированная (Крижани и Шамайова, — устное сообщение) и это могло способствовать вторичному омоложению.

Диоритовый порфирит из Финтиц принадлежит к группе изолированных куполовидных субвулканических тел, которые интродировали в продольную тектоническую зону. Диорит-порфиритовые тела и вулканическая деятельность биотито-амфиболо-пироксеновых андезитов С л а в и к о м (1968) считались как сарматские (граница гауэриновой и протелфидиновой зоны). Радиометрическое датирование образца ААД-5 определило возраст этой породы на $13,8 \pm 2,1$ ($13,1^*$) м. л., что отвечает нижнему сармату бионозы ЦПН 10—11. Петрографически похожие породы комплекса Тарнава—Шутова во Вигорлате имеют 10,2 и 11,0 м. л. Разницу между радиометрическими возрастaми финтицких диоритовых порфиритов и биотито-амфиболо-пироксеново-андезитовых тел и диоритовых порфиритов из западной части Вигорлата, возможно способствовало временное передвижение вулканической деятельности од запада к востоку. Об этом свидетельствуют и палеомагнитные измерения, на основании которых можно считать, что вулканическая деятельность протекала в определённой временной последовательности и нельзя её считать одно-разовым актом.

Пироксеновый андезит в обнажениях югозападнее деревни Тугрина залегает над ранковскими туфами, что было доказано разведочными скважинами на нефть. Ранковские туфы залегают в свите нижнесарматского возраста (И р ж и ч е к в работе Ч в е р ч к о 1968, стр. 68), которые похожи с мишлянскими слоями (нижний сармат, Ш в а г р о в с к и й 1964). В кровле пироксеновых андезитов в Тугриной залегают биотито-амфиболо-пироксеновые андезиты среднего, даже верхнего сармата (комплекс Брестов—Абрамовце, который пока не имеет прямого биостратиграфического определения. С л а в и к и Т е ж е р 1973, Фиг. I, стр. 32. Тежер 1972 их относит к гауэриновой зоне сармата (ЦПН 12).

Радиометрический возраст пироксеновых андезитов из Тугриной (образец ААД—24), $12,8 \pm 0$ м. л. ($12,2^*$), подтверждает правильность её стратиграфического зачленения.

После сарматские вулканические породы Сланских гор С л а в и к и Т е ж е р (1973) разделили на два вулканических этажа: верхний этаж или комплекс Чёрной горы, Шимонки и Маковице; нижний этаж или комплекс Ошварса.

Вулканические этажи отделены от себя так называемой червеницкой вулканоосадочной свитой, представленной осадками и прослоями лигнита и лимнокварцита. Славик и Тежер полагают, что червеницкую лигнито-

Формация	возраст		Радиометрический возраст в м. л.		Поляризация реманентного магнетизма
			$\lambda_k = 0,557,10^{-10} \text{ л}^{-1}$	$\lambda_k = 0,584.10^{-10} \text{ л}^{-1}$	
Гидротермальное изменение граб- овых риодацитов (низкотемпера- турное оруденение)	панон	верх.	7,7—8,0	7,3—7,6	
Дайки на месторождении Дубник		сред.	8,4	8,0	
Верхний вулканический этаж (Дубник)		нижний	10,0	9,5	
Комплекс Брестов-Абрамовце	сармат	сред.	12,8	12,2	НР
Финтицкий диорит-порфирит		нижний	13,8	13,1	

Н = нормальная намагниченность Р = реверсивная намагниченность

№ обр.	Название породы и место	в %	K ⁴⁰ гр/гр10 ⁻⁶	%-рад Ar ⁴⁰	Ar ⁴⁰ см ³ /гр10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ гр/гр10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ 10 ⁻⁵	Возраст в м. л.	Среднее возр. м. л.
ААД-26	Пироксеновый андезит из вершины Вигорлат	1,41	1,72	24,3	0,43	0,77	0,45	8,1	9,2±0,7
		„	„	53,3	0,505	0,903	0,53	9,5	
		„	„	64,5	0,53	0,952	0,55	9,9	
ААД-25	Пироксеновый андезит из вершины Вигорлат	1,39	1,70	66,6	0,517	0,925	0,54	9,7	9,8±0,2
		„	„	47,7	0,533	0,95	0,56	10,1	
		„	„	49,2	0,501	0,90	0,53	9,5	
ААД-22	Амфибол-пироксе- новый андезит карьер Шутова при деревне Винне	1,58	1,93	50,3	0,64	1,15	0,60	10,8	10,2±0,5
		„	„	59,8	0,59	1,06	0,55	9,9	
		„	„	39,1	0,64	1,15	0,60	10,8	
		„	„	54,2	0,56	1,01	0,53	9,5	
ААД-23	Амфибол-пироксе- новый андезит при деревне Тарнава при Лаборце	1,69	2,06	70,6	0,74	1,32	0,64	11,5	11,0±1
		„	„	65,6	0,62	1,11	0,54	9,7	
		„	„	64,6	0,76	1,36	0,66	11,9	
		„	„	65,6	0,65	1,16	0,56	10,1	
		„	„	62,7	0,80	1,44	0,70	12,5	
ААД-20	Пироксеновый андезит карьер севернее Клокочова	1,61	1,96	31,7	0,796	1,425	0,73	13,0	12,0±0,7
		„	„	25,8	0,68	1,22	0,62	11,2	
		„	„	53,0	0,71	1,27	0,65	11,7	
ААД-9	Пемзовый туф-лапиллы, скр. № ГН-230 глубина 499 м.	1,24	1,51	3,3	0,420	0,75	0,49	8,8	9±0,2
		„	„	3,3	0,435	0,778	0,515	9,2	
ААД-21	Пироксеновый андезит севернее деревни Ремет- ске Гамре	1,39	1,70	8,40	0,94	1,68	0,99	17,7	17,0±0,6
		„	„	7,50	0,85	1,52	0,90	16,1	
		„	„	6,15	0,83	1,49	0,88	15,7	
		„	„	2,98	0,87	1,56	0,92	16,5	
		„	„	3,00	0,93	1,66	0,98	17,5	
		„	„	2,28	0,93	1,66	0,98	17,5	

ААД-1	Риодацитовый туф, Нижний Грабовец, Сланские горы	2,29	2,79	7,20	0,652	1,17	0,42	7,6	7,7±1,3
		"	"	10,5	0,518	1,07	0,38	6,8	
		"	"	10,1	0,550	0,99	0,35	6,3	
		"	"	10,6	0,590	1,06	0,38	6,8	
		"	"	5,57	0,640	1,15	0,41	7,4	
		"	"	2,93	0,760	1,36	0,49	9,0	
		"	"	2,91	0,850	1,52	0,55	9,9	
ААД-16	Андезит скв. № ЗБЛ-10, глубина 184 м. Дубник	1,80	2,20	32,0	0,550	0,988	0,45	8,1	8,4±0,3
		"	"	42,0	0,590	1,05	0,48	8,7	
ААД-24	Пироксеновый андезит югозападнее Тугриной	1,49	1,82	8,6	0,72	1,29	0,71	12,7	12,8±0
		"	"	8,6	0,735	1,32	0,72	12,8	
		"	"	7,6	0,730	1,31	0,72	12,8	
ААД-5	Диоритовый порфирит Финтице	1,48	1,81	25,0	0,628	1,11	0,62	11,2	13,8±2,1
		"	"	33,0	0,870	1,56	0,86	15,4	
		"	"	10,3	0,660	1,18	0,65	11,7	
		"	"	16,8	0,730	1,31	0,72	12,9	
		"	"	13,8	0,900	1,62	0,90	16,1	
		"	"	16,4	0,870	1,56	0,86	15,4	
ААД-19	Пироксеновый андезит западнее Замутова	1,42	1,73	7,30	0,71	1,27	0,74	13,2	14,6±1,1
		"	"	9,60	0,82	1,48	0,86	15,4	
		"	"	8,30	0,75	1,34	0,77	13,8	
		"	"	9,70	0,87	1,56	0,90	16,1	
ААД-14	Пемзовый риолитовый туф 750 м. западнее деревни Финтице	2,15	2,62	15,7	0,925	1,66	0,63	11,4	12,2±1,8
		"	"	15,8	1,05	1,88	0,72	12,9	
		"	"	16,0	0,910	1,63	0,62	11,3	
		"	"	13,3	1,22	2,18	0,83	14,8	
		"	"	9,32	0,856	1,53	0,58	10,4	
		"	"	11,0	0,850	1,52	0,58	10,4	
		"	"	4,68	0,908	1,63	0,62	11,3	
		"	"	5,40	1,22	2,18	0,83	14,8	

ААД-6	Риолит, скв. № Жипов-1, глубина 1355 м.	2,14	2,61	10,0 15,2 14,2	1,09 1,17 1,06	1,95 2,06 1,90	0,75 0,80 0,73	13,4 14,3 13,0	13,6±0,7
ААД-15	Риолит 1 км западнее деревни Финтице	1,67	2,04	17,3 10,2 21,8 27,1 22,4 11,3 14,8	1,66 1,84 1,60 1,38 1,53 1,59 1,72	2,97 3,30 2,86 2,47 2,75 2,85 3,08	1,46 1,62 1,40 1,21 1,35 1,40 1,50	26,1 29,0 25,0 21,6 24,1 25,0 26,8	25,4±2,3

Перевёл Инж. Джубера Андрей
Кошце 6. 2. 1976

носную свиту можно сопоставить со сейковской свитой подвигорлатского бассейна (Славик и Тежер 1973, стр. 33), Иржичек эту свиту сопоставляет с панон Ц (Иржичек 1972). Если это сопоставление правильное, следовательно нижний вулканический этаж Сланских гор (комплекс Ошварска) должен быть старше чем панон Ц.

Пироксеновые андезиты, которые встречаются в западной части Замутова, зачленили Славик и Тежер к комплексу Ошварска. Они залегают на замутовском вулканогенном комплексе, являющегося частью колчовской свиты (то есть верхняя часть верхнего бадена — Чверчко и кол. 1968). Радиометрический возраст риолитов илиже риолитовых туфов из колчовских слоев представляет 15 м. л. (Багдасарян и кол. 1971, стр. 88). Радиометрический возраст пироксеновых андезитов из Замутова (образец ААД-19), $14,6 \pm 1,1$ м. л. ($13,9^*$ м. л.) показывает на возможность образования этого андезита во время наймладшего бадена. В этом отношении необходимо внести поправку к мнению высказанному Славиком и Тежером (1973, стр. 40—41) относительно зачленения этого андезита к комплексу Ошварска. К комплексу Ошварска принадлежит и стратовулкан пироксеновых андезитов Дубника. Андезиты подвержены разной степени аргиллитизации и хлоритизации. Стратовулкан рассекает рой даек мелко до средне порфирового, массивного, чёрного, пироксенового андезита. Кажется, что образец ААД-16 из керна скважины ЗЛБ-10 (глубина 184 м.), как раз и принадлежит одной из даек, которая явно моложе от окружающих её пород. Её радиометрический возраст $8,4 \pm 0,3$ м. л. ($8,0^*$ м. л.). Большую разницу в возрасте образцов ААД-19 и ААД-16, взятых из нижнего вулканического этажа, можно объяснить и так, что образец ААД-16 представляет младший дифференциат развития магмы. Радиометрический возраст образца ААД-16 интересен и с точки зрения возраста

гидротермальной минерализации. Ртутная минерализация на месторождении Дубник, преимущественно связана с этими дайками. Киноварь встречается непосредственно в них и в их близости, что свидетельствует о том, что возраст ртутной минерализации моложе даек. С этой точки зрения интересным становится и тот факт, что сильная zeolitization грабовецкого туфа (образец ААД-1) является одним из последних низкотемпературных минерализующих процессов, которые по времени отвечают низкотемпературной минерализации на месторождении Дубник.

Возраст верхнего вулканического этажа-комплекс Чёрной горы, Шимонки и Маковице радиометрически определён пока только на одном образце, взятом из дубницкого дацита. Дацит по Славику и Тежеру (1973, стр. 41) относится к наискладшим частям верхнего вулканического этажа и представлен лавовыми дацитовыми брекчиями порфирированной структуры с гемикристаллической основной массой. Дацитовые брекчии залегают на червеницкой вулканоосадочной свите. Радиометрический возраст дубницкого дацита $10,0 \pm 1$ м. л. (письменное сообщение доктора Аракеляна доктору Конечному 1972), относится к панону, точнее, к верхней части нижнего панона, то есть возраст близкий панону Ц. (биозоны ЦПН 14 до 17)

Заклучение

Радиометрическое исследование восточнословацких вулканических гряд показало, что Славику концепция хронологической последовательности вулканической деятельности в горах Вигорлат—Попричного (в работе Орлицки и кол. 1970) правильная. В грубых чертах это действительно и для хронологии вулканизма Сланских гор. (Славику и Тежеру 1973).

Из-за недостатка фауны биостратиграфически необоснованное стратиграфическое сопоставление высших комплексов и формаций в горах Вигорлата и Попричного а также в обоих структурных этажах Сланских гор, радиометрически небыло вполне подтверждено.

Одним из наиболее старых вулканических явлений в горах Вигорлата — андезитовый вулканизм, продуктом которого является винянский комплекс — совершил где-то на границе среднего и верхнего сармата. Младшим (раньше верхне-сарматский) является комплекс Кийов—Орехова. Комплекс Тарнава—Шутова и комплекс Петровце—Хоньковский являются нижнепанонского возраста а комплекс Попрично—Вигорлатский — среднепанонского возраста.

В Сланских горах орографически автономно выступающие диорит-порфириды при Финтицах являются нижнесарматского возраста.

Радиометрически был подтверждён среднесарматский возраст андезитов югозападнее деревни Тугрина.

Андезиты из западных окрестностей Замутова, которые по Славику и Тежеру (1973) относятся к комплексу Ошварска, являются верхнебаденского возраста. Это говорит о том, что предметные андезиты невозможно зачленить к нижней вулканической этажи Сланских гор.

Дациты из Дубника, которые по мнению выше указанных авторов, являются найстаршими частями верхнего вулканического этажа, на основании радиометрических определений, можно отнести к нижнему и даже среднему панону.

С точки зрения обсуждения возраста неовулканического орудинения на месторождении Дубник, является очень важным радиометрически определённый возраст одной из даек, которые вместе с окружающими их породами являются рудовмещающими породами. Средне даже верхне-панонский возраст этого орудинения соответствует низко-гидротермальному изменению грабовецкого туфа.

Перевел А. Джубера

ЛИТЕРАТУРА

- Bagdasarian, G. P. — Danilovič, L. G. 1968: Novyje dannyje ob absoljutnom vozraste vulkaničeskich obrazovanij Zakarpatja. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.* (Moskva), 8, s. 15—23.
- Bagdasarian, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. — 1971: Chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 55, str. 87—96.
- Bagdasarian, G. P. — Vass, D. 1974: Contribution à l'étude géochronologique du Miocene de la Paratethys central. *Memoires du B.R.G.M., T. 2, No. 78, p. 733—737.*
- Bagdasarian, G. P. — Vass, D. — Gukasjan, R. Ch. 1974. Materialy k geochronologičeskoj škale absoljutnogo letoisčislenja. *Novyje dannyje absoljutnoj geochronologii (XVII ser).* Izd. Nauka, Moskva, str. 240—244.
- Bagdasarian, G. P. — Vass, D. — Konečný, V. 1968: Results of Absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. *Geol. Zbor. (Geologica Carpathica)*, (Bratislava), 19/2, str. 419—425.
- Bandy, O. L. — Hornibrook, de N. B. — Schofield, J. C. 1970: Age relationship of the andesite at Muriwai quarry, New Zealand. *N. Zealand J. Geology Geophysics*, 13/4, p. 980—995.
- Bojko, R. K. — Kruglov, S. S. — Kuljickij, J. O. — Matkovskij, O. I. — Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. — Fichkin, M. J. — Tsonj, O. B. — Chedjemov, G. 1970: Absoljutnaja geochronologija glavnejšich kompleksov Ukrainskich Karpat. *Trudy 15 ses. Kom. opred. absol. vozrasta geol. form.* Moskva, Izd. Nauka, s. 202—226.
- Brodňan — Dobra — Polášek — Prokšová — Račický — Slávik — Sýkorová 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. práce, Zoš.* (Bratislava), 52, str. 1—69.
- Čverčko, J. 1968: Výsledky geologického výskumu v neogéne Košicko-prešovskej kotliny so zreteľom k problémom živíc. *Manuskript, Geofond, Bratislava.*
- Jendrejáková, O. — Seneš, J. — Slávik, J. 1957: Biostratigrafické a petro-petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 11, p. 121—128.
- Jiríček, R. 1972: Problém hranice Sarmat (panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi). *Mineralia Slov. Bratislava — Sp. Nová Ves*, 4/14, str. 39—81.
- Orlický, O. — Pagáč, P. — Slávik, J. 1970: Palaeomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. *Geol. zbor. (Geologica Carpathica)*, 21/1, p. 153—156.
- Orlický, O. — Slávik, J. — Tözsér, J. 1974: Paleomagnetism of Volcanics of the Slanské vrchy, Veľký Milič Mts. and Zemplinské pahorky hills and its geological interpretation. *Geol. zbor. (Geologica Carpathica)*, Bratislava) 25/2,

- str. 209—226.
- Slávik, J. 1956: Poznámky k základným vulkanicko-tektonickým problémom strednej časti vulkanického pohoria Vihorlat na východnom Slovensku. Geol. práce Spr. (Bratislava), 8, str. 168—179.
- Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in Eastern Slovakia. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 44/45, p. 199—214.
- Slávik, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu vo vzťahu k nerastným surovinám. Manuskript, Kandidátska práca, Geofond, Bratislava.
- Slávik, J. — Cuntová, M. — Horáková, M. — Volfiová, J. 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrty Čelovce 1. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 18, str. 71—88.
- Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of Neogene volcanism in East Slovakia. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 44—45, p. 215—239.
- Slávik, J. — Tózsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. (Geologica Carpatica) (Bratislava), 24/1, p. 23—52.
- Tózsér, J. 1972: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-to-kajskom pohorí. Manuskript, Geofond, Bratislava.
- Vass, D. — Bagdasarjan, G. P. — Konečný, V. 1970: Absolútne veku niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 51, str. 71—97.
- Vass, D. — Bagdasarian, G. P. — Konečný, V. 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathians Miocene. Földt. Közl. (Budapest), 101/2—3, p. 321—327.
- Vass, D. — Slávik, J. (in lit.): Radiometric time-scale of the Paratethys Neogene (estate to august 1st 1974).

RADIOMETRIC AGES OF VOLCANIC ROCKS IN THE VIHORLAT AND SLANSKÉ VRCHY Mts. (EASTERN SLOVAKIA)

J. SLÁVIK — G. P. BAGDASARIAN — M. KALIČIAK — O. ORLICKÝ —
J. TÓZSÉR — D. VASS

The Vihorlat — Popričný and Prešovské pohorie mountain groups form significant volcanic structures in the West Carpathians. The concept of the chronology and stratigraphic correlation of the volcanic events in these mountains has been verified by radiometric research based on the modern radiometric time-scale of the Neogene of the Paratethys (Vass et al. 1970, 1971, Bagdasarjan and Vass 1974, Bagdasarjan et al. 1974, Vass and Slávik in lit., Vass et al. in lit.).

The radiometric research in both mountain ranges was preceded by intense geological investigations (Slávik 1956, 1968, 1969, Slávik and Tózsér, 1973, Slávik et al. 1970, 1974), palaeomagnetic investigations (Orlický et al. 1970, 1974), and radiometric reconnaissance investigations (Bagdasarjan et al. 1971).

One of the oldest volcanic events in the Vihorlat Mts. was volcanism of the Vinná andesite complex (component of the Vinné — Závadka formation). Vol-

* The radiometric ages with an asterisk are calculated by means of the decay constant $\lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{r}^{-1}$ which is commonly used in the West. The radiometric ages without an asterisk are calculated with the constant $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{r}^{-1}$ employed in radiometric research in the U.S.S.R.

canism took place at the close of the Middle Sarmatian and beginning of the Upper Sarmatian 12 to 12.5 (11.4*—11.9*) m. y. B. P. Later, presumably Upper Sarmatian in age is the Kyjov — Orechová andesite complex which originated 12 (11.4*) m. y. B. P. The Tarnava — Štutova complex (amphibole-pyroxene andesite domes) whose radiometric age is 10.2 (9.7*) and 11.0 (10.5*) m. y., as well as the Petrovce — Choňkovce andesite-dacite complex, whose radiometric age approaches that of the preceding complex, 11.0 (10.5*) m. y. are of Lower Pannonian age. The Popričný — Vihorlat andesite complex originated in the Middle Pannonian, i. e. 9.2 to 9.8 (8.7 to 9.3) m. y. B. P. (tables 1 and 3).

The orographically autonomous diorite porphyrites near Fintice in the Slanské vrchy Mts. are Lower Sarmatian in age and they originated 13.8 (13.1*) m. y. B. P. The radiometric research confirmed the Middle Sarmatian age of the pyroxene andesite in the southwestern environs of the village of Tuhriná. The andesite originated 12.8 (12.2*) m. y. B. P.

The andesites in the western surroundings of Zámutoľ, which lie on the Zámutoľ volcanic complex (Upper Badenian) are Upper Badenian in age and their radiometric age is 14.6 (13.9*) m. y. The dacites from Dubník represent the oldest member of the upper volcanic level of the Slanské vrchy Mts. and the obtained radiometric age 10 (9.5* corresponds to the Lower Pannonian.

For the appraisal of the age of the low-thermal mineralization at the Dubník deposit, the radiometric age of one of the dykes which are ore-bearing or cinnabar accumulated in their surroundings (8.4 and/or 8.0* m. y.) is very important. The Middle to Upper Pannonian age of mineralization coincides with the alteration at low temperature of the Hrabovec tuff (7.7 and 8.0 and/or 7.3* and 7.6* m. y., tables 2 and 3).

Preložila E. Česáňková

RECENZIE

Paffengolc, K. N.: **Kavkaz — Karpaty — Balkany. Geologicko-tektonické paralely.** Jerevan, Inst. geol. nauk Akad. nauk Armenskoj SSR, 1971, 170 s.

Autor v práci porovnáva tieto oblasti: Kaukaz, Turecko, Juhoslávia, Bulharsko, Rumunsko, Východné Karpaty, severné Pričernomorje, Krym, Čierne more. Podľa literatúry podáva stručnú charakteristiku ich geologickej stavby, pričom pri niektorých oblastiach vychádza z faciálneho rozboru jednotlivých stratigrafických celkov a ich rozmiestnenia (Turecko, Bulharsko), prechádza k magmato-tektonickému vývoju alebo podáva ich charakteristiku (ostatné oblasti).

V závere je celkový pohľad na problematiku vzájomných vzťahov oblastí.

Autor konštatuje, že pri porovnaní

štruktúr nemôže dôjsť k plnej identifikácii. Popri celkovej zhode postupného vývoja vrásových sústav i centrálnych masívov konštatuje aj podstatné rozdiely vo vývoji a štruktúre jednotlivých systémov a masívov. Mnohé tektonické línie rozličného typu a veku sa v mladších etapách geologického vývoja opätovne oživil.

Antiklinórium Veľkého Kaukazu sa ponára a uzatvára na obe strany s kulisovitým pokračovaním v Kryme. Malý Kaukaz má priamu spätosť s Anatóliou. Jeho magmatizmus zodpovedá obdobe v Anatólii a v Bulharsku. Je spätý s etapami tektonického vývoja územia i blokov. Autor predpokladá, že iniciálny a orogénny vulkanizmus majú podobnú postupnosť od základných diferenciátov po kyslé, ale pre krátkosť intervalu medzi etapami na dostatočnú diferenciáciu sú

Pokračovanie na str. 368

KRYŠTALINIKUM ŽIARU: NOVÉ POZNATKY O STAVBE; AKCESORICKÉ MINERÁLY

(1 obr. a 5 tab. v texte)

ОТО МИКО — JOZEF HATÁR*

Кристалликум Жяру: Новые сведения о геологии; аксесорные минералы

В работе приведены результаты изучения ассоциаций аксесорных минералов в основных типах пород кристаллиника Жяру. Было определено отношение между химическим составом гранитоидных пород и ассоциацией некоторых аксесорных минералов. Наблюдаемые морфологические формы цирконов в гранитоидах характерны для пород анатектического происхождения. Классические цирконы в гнейсах своей формой похожи на типичные цирконы интрузивных пород.

The crystalline complexes of the Žiar Mountains: new data on structure; accessory minerals

In the paper the results of the study of the association of accessory minerals in the main rock types of the Žiar crystalline complexes are presented. A relation between the chemical composition of the granitoid rocks and the association of some accessory minerals has been determined. The morphological forms of zircon observed in the granitoides are characteristic of rocks of anatectic origin; the clastic zircons from the paragneisses resemble forms typical of intrusive rocks.

Severozápadne od Prievidze sa medzi údolím hornej Nitry a Turčianskou kotlinou rozprestiera jedno z najmenších západokarpatských jadrových pohorí — Žiar. Má nepravidelný trojuholníkovitý tvar pretiahnutý v smere SZ — JV. Plocha, ktorú buduje kryštalinikum, nepresahuje 66 km². Jej prevažná časť pripadá na granitoidy, zvyšky metamorfného plášťa pokrývajú iba časť územia (okolo 2,5 km²) v juhovýchodnej časti pohoria.

Cieľom našej práce bolo získať nové poznatky o základných typoch hornín kryštalinika a ich minerálnej náplni, pričom sme hlavný dôraz kládli na určenie asociácie akcesorických minerálov v jednotlivých typoch.

Prehľad výskumov kryštalinika pohoria Žiar

Doteraz najviac údajov je v prácach A. Klínca (1956, 1958), ktorý v pohorí

* P. g. O t o M i k o, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.
P. g. J o z e f H a t á r, Katedra mineralógie a kryštalografie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

Žiar vykonal základný geologický výskum a zostavil mapu v mierke 1 : 25 000. Petrografiou hornín kryštalinika, ako aj štúdiom akcesorických minerálov sa zaoberal O. Miko (1966). Z ďalších prác dotýkajúcich sa kryštalinika Žiaru treba spomenúť ešte práce J. Valacha (1954), D. Kubínyho (1967), J. Ďurkovičovej (1967, 1968), I. Repčoka (1972) a L. Drappana (1972).

Geofyzikálne gravimetrické merania J. Plančára (1959) spresnili najmä poznatky o okolitých kotlinách, kým práce S. Ďuratného et al. (1967), O. Fusána et al. (1969, 1971) a i. riešiacie štruktúry podložia neovulkanitov priniesli nové poznatky o tektonickej stavbe širšej oblasti.

Geologická stavba pohoria

Podľa M. Maheľa (in M. Maheľ et al. 1962; tiež M. Maheľ 1974) a údajov získaných geofyzikálnymi meraniami predstavuje pohorie Žiar vyzdvihnutú hrašť obmedzenú sústavou zlomov. Okolité panvy (na juhozápade Hornonitrianska kotlina, na severovýchode a východe Turčianska kotlina) sú vzhľadom na pohorie poklesnuté.

Zistenie, že horniny mezozoika, ako aj malé množstvo zachovaných zvyškov metamorfného plášťa ležia priamo na granitoidoch (terajší styk je však tektonický), priviedlo A. Klinca (1956, 1958) k záveru o intenzívnej predtriasovej denudácii v tom čase vynoreného pohoria. Predpokladal dve predtriasové depresie (jednu medzi Nedožermi a Dubovým a druhú, hlbšiu, v juhovýchodnej časti pohoria), v ktorých sa pred eróziou uchránili metamorfity plášťa. D. Kubíny (1962b, 1967) zdôvodňoval intenzívnu eróziu plášťa presunom blokov (ľubochnianskeho a žiarskeho), ktorý podľa tohto autora (l. c.) prebiehal v mladovariskej epoche horotvorných procesov.

Vychádzajúc z údajov S. Ďuratného et al. (1967), O. Fusána et al. (1969, 1971), ako aj mapy V. Konečného et al. (1973) je zrejmé, že staré predmezozoické podložie bolo v rozličných obdobiach intenzívne tektonicky porušované. Blok predstavujúci pohorie Žiar bol polámaný, tektonické poruchové pásma sa viackrát aktivovali.

Sústava zlomov severozápadného—juhovýchodného smeru sa javí ako najvýznamnejšia. Pozdĺž nich došlo k značným vertikálnym pohybom. Tektonicky ohraničili západnú časť pohoria voči Hornonitrianskej kotline, kým východnú stranu pohoria oproti intenzívne poklesnutej Turčianskej kotline ohraničuje severojižný zlomový systém. V dôsledku hrasťového vyzdvihnutia bloku sa Žiar javí ako severozápadné pokračovanie tzv. malachovsko-lieskovského chrbta (O. Fusán et al. 1969, 1971).

Pre Žiar sú veľmi významné aj zlomové pásma severovýchodného—juhozápadného smeru. Ide o tektonické línie regionálneho rozsahu, po ktorých došlo k opakovaným pohybom. Tie sú v granitoidnom masíve pomerne strmé. Spôsobili rozpadnutie pohoria na bloky a prejavujú sa aj inde v malachovsko-lieskovskom chrbte. Najnižšie poklesnutá kryha v pohorí, najjužnejšia, má ešte zachovanú stavbu typickú pre jadrá s metamorfným obalom, kým blok medzi Nedožermi a Budišom bol erodovaný na úroveň pegmatito-aplitoidnej kupolovej časti granitoidného telesa. Oproti týmto dvom je najvyššie vysunutý stredný blok (oblasť Nemcovo—Širiakovo), pri ktorom denudácia dosiahla až úroveň „normálnych“ granitov a granodioritov.

Východo-západné smery v južnej časti pohoria sa vyznačujú tým, že sú v nich zvrásnené (alebo „utopené“) horniny metamorfného obalu a pravdepodobne aj mezozoika.

Charakteristika základných typov hornín kryštalinika

V tejto časti uvádzame stručnú petrografickú charakteristiku základných typov hornín kryštalinika Žiaru (metamorfitov i granitoidov), z ktorých sa získali a študovali akcesorické minerály. Uvedený je zoznam zistených akcesorických minerálov v tom-ktorom type; ich detailnú mineralogickú charakteristiku spolu s analýzou uvádzame v ďalšej časti.

Horniny metamorfného plášťa

Biotitické pararuly

Na väčšej ploche vystupujú len severozápadne od obce Sklené, prevažne však tvoria drobné telesá utopené v granitoidoch. Miestami prechádzajú do kremeitých pararúl. Lokálnu feldšpatitizáciu a migmatitizáciu hornín spôsobili granitoidy. Pararuly sú často preniknuté nepravidelnou sieťou pegmatitových a aplitových žíl. Textúra stredno- až drobnozrnných pararúl je plošne paralelná, bridličnatá; v migmatitizovaných typoch nerovnomerne páskovaná, miestami okatá. Štruktúra je prevažne lepidogranoblastická. Biotit tvorí až 30 % objemu horniny. Často je deformovaný, chloritizovaný a vybielený. Zo živcov sú prítomné najmä plagioklasy (prevažne sericitizované), K-živec je prítomný iba sporadicky.

Študovaná vzorka biotitických pararúl (vz. č. 6) obsahuje tieto akcesorické minerály: apatit, granát, monazit, zirkón, goethit, pyrit.

Amfibolity

A. Klíne c (1956, 1958) spomína tieto horniny iba zo sute na hrebeni západne od kóty 893,1 — Horenovo. Akcesorické minerály z tohto typu hornín sme neštudovali.

Granitoidy

A. Klíne c (l. c.) vyčlenil v Žiari 3 základné typy granitoidných hornín: porfyrovitý dvojsľudový granit až granodiorit, autometamorfovaný granit a pegmatito-aplitoidné variety granitov.

Základný („normálny“) typ — porfyrovitý biotitický až dvojsľudový granit až granodiorit je najbežnejší. Tzv. autometamorfný typ je rozšírený, je analogický typom z V. Tatier, Ľubochňanskeho masívu a i. A. Klíne c (1956, 1958) zistil, že styk normálnych a autometamorfovaných granitoidov je ostrý, nepredpokladal však novú magmatickú fázu, celý proces patril jednému magmatickému cyklu. V. Zoubek — D. Kubíny (1956) a D. Kubíny (1962a) pri charakterizovaní granitoidných hornín N. Tatier priradili tzv. normálne typy k staršej fáze serorogénneho variskeho magmatizmu, kým „autometamorfované“ k mladšej intruzívnej fáze. Aj iní autori predpokladali pre vznik autometamorfovaných typov samostatnú intrúziu.

V niektorých typoch (ako normálnych, tak i pegmatitoidných) je pozoru-

hodne vysoký obsah porfyroblastických K-živcov, hlavne mikroklinu. A. Klíne c (1956) zistil, že sa mikroklin nachádza vo všetkých varietách granitoidov, je preto nesporne jedným z najmladších minerálov. Priamo v mape vyčlenil fácie bohaté na mikroklin. Aj D. Ku b í n y (1962a) pokladal K-živce (napr. v M. Ma-gure) za mladé. Prikláňame sa k názoru, že variety bohaté na K-živce vznikli z „normálnych“ typov granitoidov, ktoré boli metasomaticky obohatené; draslík na svoj prenik mohol využiť vyššie spomenuté poruchové zóny.

Leukokratiné pegmatitoidné a aplitoidné variety granitov vystupujú vo vrchnejších častiach masívu. Podľa A. Klí n c a (l. c.) netvoria typické žilné útvary, skôr nepravidelne šošovkovité telesá.

V blízkosti výskytu rúl (napr. južne od Horenova) zistil A. Klí n e c (l. c.) aj hybridné typy granitoidov, ktoré svedčia o kontaminácii a hybridizácii granitoidov materiálom plášťa.

Pegmatity a aplity sa vyskytujú hojnejšie najmä v južnej a juhovýchodnej časti pohoria, prenikajú granitoidmi i metamorfity. Študoval ich J. Va l a c h (1954) a v ostatnom čase L. Dr a p p a n (1972).

Granitoidné horniny dynamometamorfne postihnuté — mylonity — sa vzhľadom na intenzívne tektonické porušenie bloku Žiaru vyskytujú dosť hojne. Majú špinavozelenastú farbu, sú často zreteľne bridličnaté. Mylonitizáciou iba slabso postihnuté porfyrické typy granitoidov majú charakter kataklazitov až očkátých mylonitov; v štádiu veľmi intenzívneho porušenia ultramylonitov.

V petrografickej charakteristike sa obmedzíme len na základné typy granitoidov, ktoré sme skúmali a z ktorých boli získané akcesorické minerály.

Biotitické až dvojsľudové porfyrovité granity až granodiority

Ide o svetlé stredno- až hrubozrnité horniny, často s porfyrickými výrastlicami K-živcov. V masívnych typoch možno okrem kremeňa a mliečnobielych, miestami zelenkastých živcov pozorovať lupienky tmavohnedého (často zelenkastého, chloritizovaného) biotitu, ako aj muskovitu. Štruktúra hornín je hypidiomorfne zrnitá. Polysynteticky lamelované plagioklasy patria prevažne oligoklasu, niektoré zrná sú zonálne. 1—2 cm veľké výrastlice K-živcov poikiloblasticky uzatvárajú hlavne sericitizovaný plagioklas a biotit. Sú často pertitické. Nad muskovitom prevláda biotit, často chloritizovaný aj vybielený za vzniku vylúčenín Ti a Fe³. Epidot spolu s karbonátmi tvorí najčastejšiu výplň trhliniek v intenzívnejšie dynamometamorfne postihnutých zónach.

Z akcesorických minerálov sa v tomto type hornín (vz. č. 1 a 13) zistili: anatas, apatit, epidot, monazit, ortit, rutil, titanit, turmalín, xenotím, zirkón, galenit, goethit, chalkopyrit, ilmenit, leukoxén, magnetit, pyrit.

Granity—granodiority viacej obohatené tmavosivým, modrastým K-živcom, v ktorých tvorí K-živce porfyroblasty veľké 1—2 cm, sa vyskytujú napr. v ústí Čausianskej doliny. Sú akoby masívnejšie, pôsobia čerstvejším dojmom, čo môže zvädzať priradovať ich k „mladým“. Obsah alkálií majú v porovnaní s ostatnými typmi granitoidov Žiaru najvyšší (4,32 % K₂O; 3,34 % Na₂O), obsah SiO₂ je najnižší (69, 82 %).

Asociácia akcesorických minerálov zo vzorky tohto typu (vz. č. 3) sa vcelku neodlišuje od asociácie z „normálnych“ typov (vz. č. 1 a 13), okrem vyššieho obsahu monazitu a xenotímu, ktorých vznik pravdepodobne súvisí s metasomatickým prínosom alkálií. Obdobné prípady opisuje napr. V. V. L j a c h o v i č

(1967).

Autometamorfované granity až granodiority

Biotit týchto hornín viac postihla chloritizácia, plagioklasy sú albitizované a K-živce, vzniknuté v dôsledku intenzívnej K-metasomatózy, majú ružovkastú farbu.

Z tejto variety granitoidných hornín Žiaru sme prebádali len jednu vzorku (vz. č. 2) a zistili sme nasledujúcu asociáciu akcesorických minerálov: apatit, epidot, monazit, ortit, titanit ?, xenotím, zirkón, galenit, goethit, ilmenit, leukoxén, pyrit.

Leukokratné pegmatitoidné a aplitoidné variety granitov

Vznikali v procese diferenciácie granitoidného masívu v jeho najvyšších častiach. Toto prostredie obsahovalo fázu viacej obohatenú prchavými zložkami. Potvrdilo to aj štúdium asociácie akcesorických minerálov (vz. č. 4 a 5), pretože v horninách uvedeného typu boli zistené minerály viažúce sa hlavne na zvýšený obsah prvkov vzácnych zemín. Aj pegmatitoidný diferenciát v základnom type vytvára hniezda, nepravidelné šošovky a šmuhy. Niektoré polohy sú bohaté na veľké porfyroblasty K-živcov (napr. vo vz. č. 5 bolo badať kryštály veľké až 8 cm). Obsah SiO_2 v skúmaných vzorkách je 71,04–72,05 %.

Horniny sú väčšinou hrubo zrnité (pegmatitoidné), miestami aj drobnozrnité (aplitoidné), svetlé. Ich štruktúra je hypidiomorfne až panalotriomorfne zrnitá. Plagioklasy (oligoklas) sú sericitizované a majú badať polysyntetické lamelovanie. Plagioklasy uzatvorené v K-živcoch obkolesujú hrubé albitové reakčné lemy, bolo badať i prechod K-živca do šachovnicového albitu. Muskovit prevláda nad biotitom. Miestami je vejárovitý.

Z akcesorických minerálov boli zistené: anatas, apatit, granát, monazit, rutil, xenotím, zirkón, arzenopyrit, galenit, goethit, chalkopyrit, ilmenit, magnetit, molybdenit a pyrit.

Výsledky štúdia akcesorických minerálov z hornín kryštalinika

Na štúdium akcesorických minerálov základných typov hornín kryštalinika Žiaru sme odobrali tieto vzorky:

Vz. č. 1.: Stredozrný dvojsľudový porfyrovitý granit. Dolinka severne od kóty Číklav 400 m od ústia, balvan.

V. č. 13.: Stredozrný slabo porfyrovitý granit. Bralo v údolí 1,5 km západne od kóty 831,6 (Nemcovo), 400 m od ústia. Veľkosť brala 10×8 m.

Vz. č. 2.: Stredozrný dvojsľudový granit ružovkastej farby, označovaný ako "auto-metamorfovaný". Čausianska dolina, 150 m juhozápadne od kóty 456,5; mohutný balvan z porušeného odkryvu.

Vz. č. 3.: Stredozrný dvojsľudový granit—granodiorit s hojnými porfyritickými výrastlicami modrosivého K-živca. Výrastlice dosahujú veľkosť 1–2 cm. Ústie Čausianskej doliny, 30 m za hájovňou Pred dolinou, malý lom pri ceste.

Vz. č. 4.: Pegmatitoidný dvojsľudový granit. Rysná dolina, 500 m juhozápadne od k. 701,6 (Rovné lazy), 590 m n. m. Balvany z porušeného odkryvu, veľkosť do 1 m.

Vz. č. 5.: Pegmatitoidný dvojsľudový granit s výrastlicami modrosivého K-živca

veľkými až 6—8 cm. Rysná dolina, 250 m severovýchodne od kóty 434,7; 480 m n. m., v záreze potoka, odkryv na ploche 15×3 m.

Vz. č. 6.: Jemnozrnná biotitická pararula s granátom. Kameňolom 1 km severozápadne od Skleného v Hlbokej doline, 400 m severne od kóty 791,4 m.

Zastúpenie akcesorických minerálov v jednotlivých typoch hornín kryštalinika Žiaru. Vz. č. 1, 13, 2, 3, 4 a 5 — granitoidy; vz. č. 6 — biotitická pararula (+ zistená prítomnosť minerálu)

Tab. 1

Vz. č.:	1	13	2	3	4	5	6
<i>Priezračné minerály</i>							
anatas	+	—	—	+	+	+	—
apatit	29,0	43,0	39,0	45,0	15,0	65,0	45,0
epidot	24,0	28,5	26,0	7,0	—	—	—
granát	—	—	—	—	0,5	—	51,0
monazit	4,0	0,2	4,0	15,0	81,0	32,0	2,0
ortit	+	0,7	+	+	—	—	—
rutil	+	—	—	+	+	+	—
titanit	+	—	+	—	—	—	—
turmalín	+	—	—	—	—	—	—
xenotím	+	—	+	0,1	2,0	1,0	—
zirkón	0,1	0,1	0,1	0,5	0,2	1,0	1,8
<i>Nepriezračné minerály</i>							
arzenopyrit	—	—	—	—	+	—	—
galenit	+	—	+	+	+	+	—
goethit	+	0,2	0,1	1,5	0,5	0,2	+
chalkopyrit	+	+	—	+	—	+	—
ilmenit	41,0	27,0	25,5	30,0	0,5	+	—
leukoxén	1,0	+	5,0	0,5	—	—	—
magnetit	+	+	—	+	+	+	—
molybdenit	—	—	—	—	—	+	—
pyrit	0,5	+	0,1	+	+	0,1	+
Váha odobranej vzorky (v kg)	14,1	7,9	14,7	17,8	14,3	19,7	17,1
Váha koncentr. AM (v g)	4,67	4,07	2,68	5,80	0,14	1,09	7,80
Váhové ‰ AM sumár. v hornine	0,033	0,051	0,018	0,032	0,001	0,005	0,045

Na získanie koncentráту akcesorických minerálov sme použili postup, ktorý uvádza rad autorov. Metodiku získavania koncentrátu sme podriadili zámeru zistiť asociácie akcesorických minerálov študovaných hornín. Obsahy niektorých akcesorických minerálov (napr. zirkónu) uvedené v tabuľke sú čiastočne podhodnotené, čo bolo spôsobené stratami pri spracúvaní. Pri drvení vzoriek sa väčšie zrná polámali a pri rýžovaní boli drobné zrná uzavreté vo väčších úlomkoch minerálov ľahkej frakcie odplavené. Preto sme nevypočítali obsah akcesorických minerálov v horninách v g/t, ale obmedzili sme sa len na zistenie váhových % jednotlivých minerálov vo vzorkách.

Napriek tomu, že hodnoty váhových % celých koncentráto v jednotlivých horninách nezodpovedajú skutočnému obsahu akcesorických minerálov, možno ich porovnávať, lebo všetky vzorky boli spracované rovnako. Z hodnôt vychodí, že obsahy akcesorických minerálov v „normálnych“ (vz. č. 1, 3 a 13) a „auto-metamorfovaných“ (vz. č. 2) typoch sú približne rovnaké a zároveň vyššie ako v leukokratných pegmatitoidných typoch (vz. č. 4 a 5).

Minerály sme identifikovali opticky, mikrochemicky, spektrálne a röntgenograficky. Snímky v prílohe (tab. I—IV) boli urobené na riadkovacom elektrónovom mikroskope JSM — U3 (foto: M. Švec a K. Šebor — GÚDŠ).

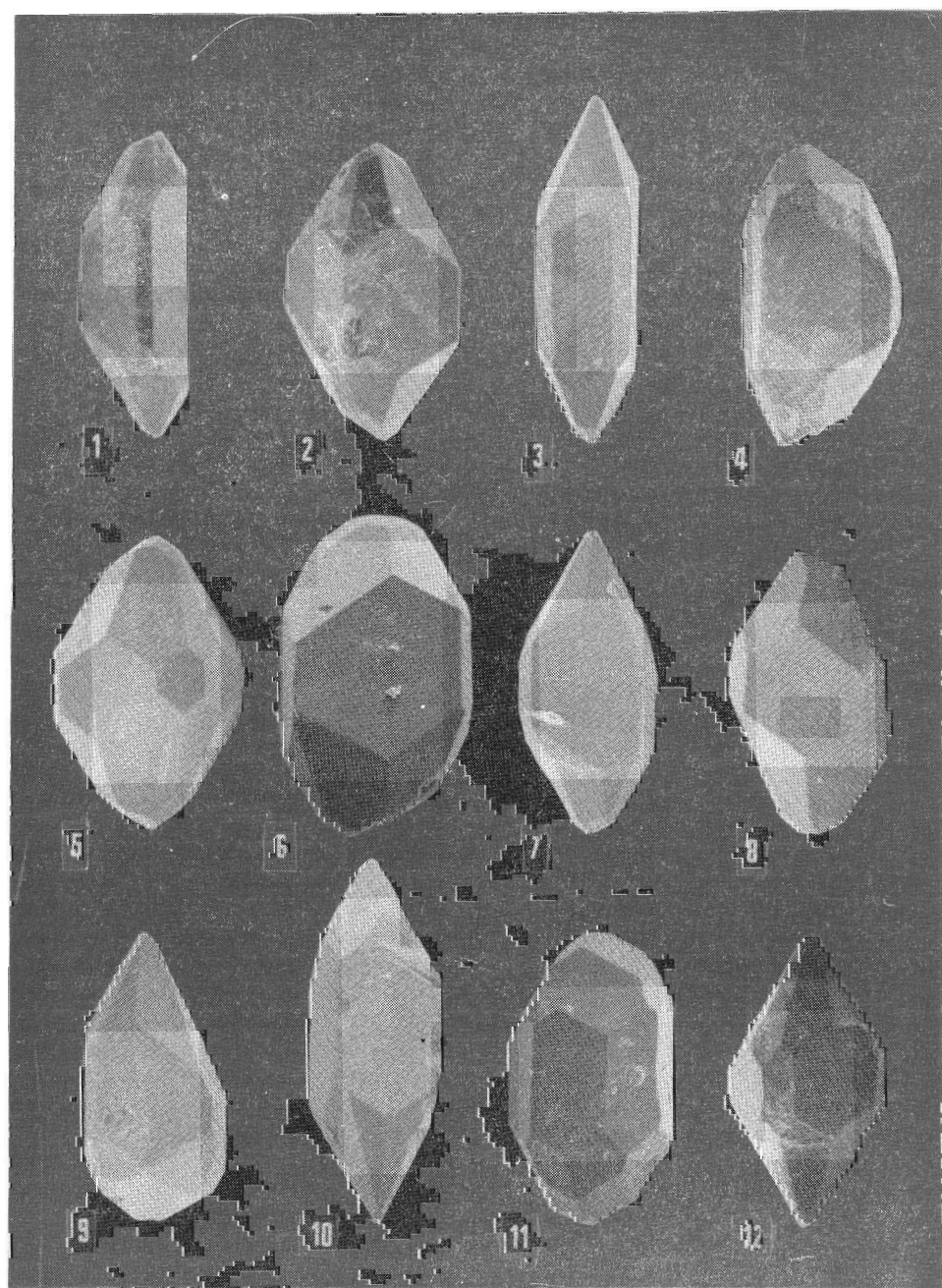
Charakteristika akcesorických minerálov

Priezračné minerály

Anatas. Vo väčšine vzoriek je prítomný vo forme ojedinelých nepravidelných úlomkov, prípadne štíhlych tetragonálne dipyramidálnych kryštálikov sivej a modrej farby.

Apatit. V študovaných horninách je najhojnejším akcesorickým minerálom. V apatitoch z jednotlivých hornín bolo badať isté rozdiely v morfológii kryštálov a typoch uzavrenín. Vo vzorkách č. 1, 2, 3 a 13 („normálne“ granity) tvorí apatit prevažne idiomorfne stĺpcékovité kryštály s pomerom d/š od 1 : 1 do 3 : 1, zriedkavo i viac. Typická je v nich prítomnosť veľkého množstva drobných čírych ihličkovitých (pomer d/š 10 : 1 až 15 : 1) uzavrenín. Podľa optických a morfológických vlastností ide najmä o uzavreté zirkóny a apatity. Ojedinele boli spozorované i tmavé uzavreniny vo forme pigmentu, ktorý vytvára šmuhy, príp. až tmavé jadrá v kryštáloch. V. V. Lj a c h o v i č (1968) rozlišuje v magmatickom procese rané a neskoré štádium vzniku apatitu. Kým pre rané štádium sú podľa neho typické dlhoprizmatické kryštály s pyramídálnym, príp. pinakoidálnym ukončením, pre neskoré štádium sú naopak typické krátkoprizmatické kryštály, v ktorých na vrcholoch prevláda vývoj pinakoidu a pyramída je potlačená. Neskoromagmatické apatity, predstavujúce prizmatické a krátkoprizmatické kryštály, ktorých plochy a hrany sú v rozličnej miere korodované, často obsahujú uzavreniny zirkónu, rutilu a magnetitu. O podobných uzavreninách v apatitoch z hybridných granitoidných hornín Nevady sa zmieňujú D. E. Lee — R. E. Van Leonen — R. E. Mays (1973).

Podľa uvedených kritérií možno predpokladať, že hlavná masa apatitu vo vz. č. 1, 2, 3 a 13 vznikala v neskoromagmatickom štádiu. Prítomnosť apatitov s tmavými šmuhami a jadrami by zase mohla svedčiť o tom, že došlo k asimilácii sedimentárno-metamorfovaných hornín granitoidmi (tmavé uzavreniny v podobe škvŕn a šmúh tvorí organická hmota).



Vo vz. č. 4 a 5, t. j. v pegmatitoidných granitoch je absolútne množstvo apatitu menšie ako vo vz. č. 1, 2, 3 a 13. Ten tvorí prevažne väčšie, nepravidelné, prípadne hypidiomorfné obmedzené zakalené zrná. Ojedinele boli pozorované čire prizmatické apatity s ihličkovitými uzavreninami. Ide o neskoromagmatické apatity. Nepravidelné zakalené zrná apatitu obsahujú množstvo drobných opakných nepravidelne rozptýlených uzavrenín. Zakalenie apatitov spôsobila prítomnosť drobných plynno-kvapalných uzavrenín.

V biotitickej pararule (vz. č. 6) je apatit opäť vo forme idiomorfných kryštálov, príp. ich úlomkov. Pomer d/š je prevažne v rozmedzí 1,5 : 1 až 2 : 1. Oproti apatitom z granitoidných hornín majú ihličkovité uzavreniny len veľmi zriedka. Častejšie obsahujú čire okrúhle uzavreniny (apatit I, resp. kremeň). Veľké množstvo apatitu má však tmavé pigmentové uzavreniny vo forme centrálnych jadier a šmúh. To zodpovedá sedimentárno-metamorfnému pôvodu apatitu (V. V. Ljachovič 1968).

Hodno si povšimnúť, že podobné apatity z hornín kryštalinika iných jadrových pohorí Slovenska zistili aj D. Hovorka — P. Hvozd'ara (1964) z veporid; D. Hovorka (1968) z Malej Magury, Malej Fatry a Tríbeča, ako aj ďalší autori.

Epidot. Je len vo vz. č. 1, 2, 3 a 13. Tvorí nepravidelné žltozelené až zelené zrná. Je produktom premien plagioklasu a biotitu prebiehajúcich v dôsledku deštrukčno-rekryštalizačných procesov v granitoidnom masíve.

Granát. V malom množstve bol zistený vo vz. č. 4 (pegmatit, granit), ale vo vz. č. 6 (biotitická pararula) tvorí až 50 váhových % koncentrátu akcesorických minerálov. V prvom prípade ide o ostrohranné úlomky, príp. izometrické zrná ružovej farby. Vo vz. č. 6 boli spozorované dva typy granátov. Prvý predstavuje izometrické zrná ružovej farby, čiastočne korodované, príp. s nesymetrickým vývojom plôch a s uzavreninami (tab. III, obr. 7). Je magmatického pôvodu. Röntgenometricky sa analyzoval granát tohto typu z pegmatitovej žilky pretínajúcej biotitickej pararuly. Ide o granát s prevládajúcou almandíno-

Tab. I

Morfologické typy zirkónov:

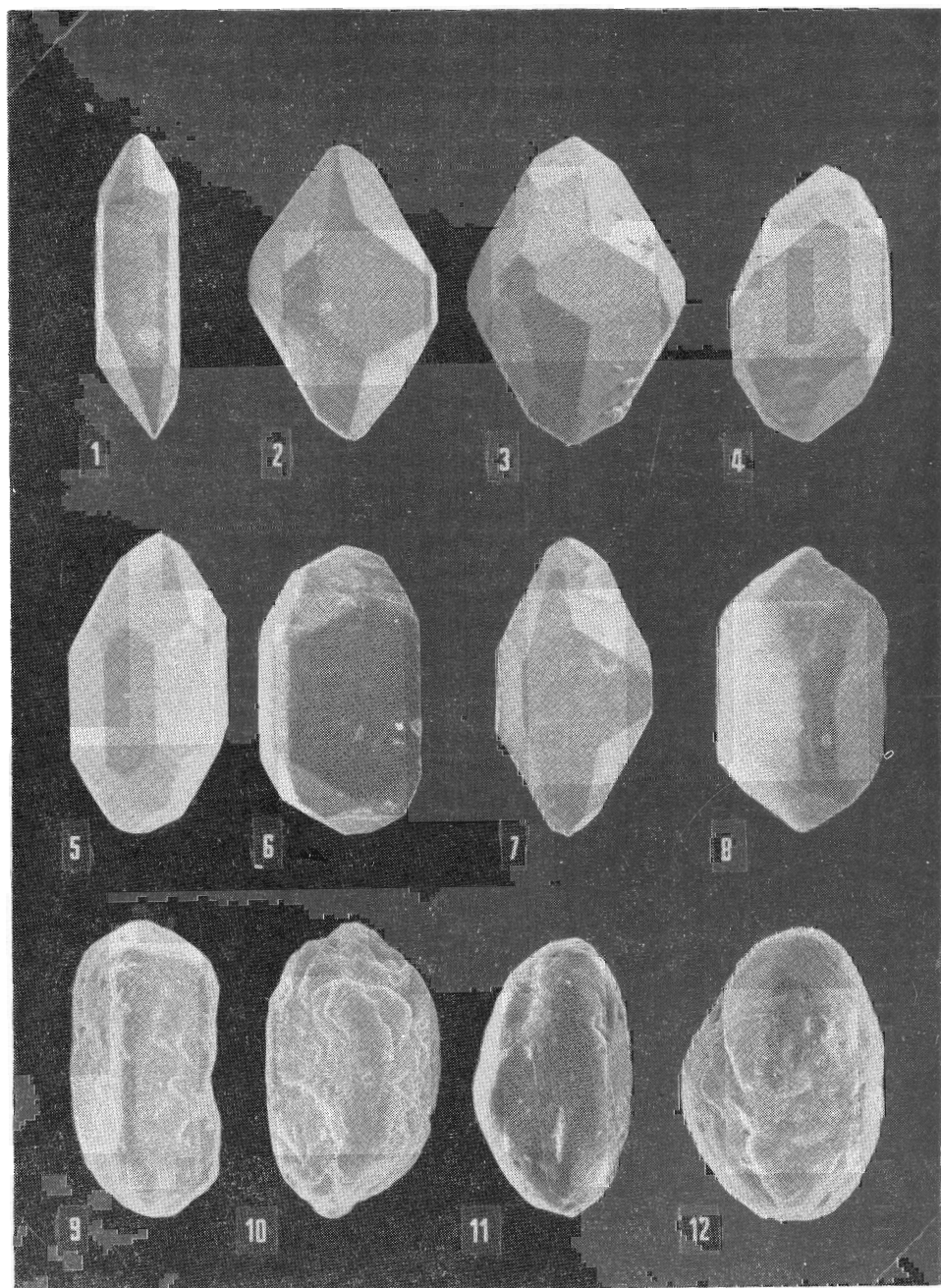
- 1 — Typ S_1 , vz. č. 2, zväčš. 200×
- 2 — Typ L_2 (podtyp LZ_2), vz. č. 2, zväčš. 200×
- 3 — Typ S_6 , vz. č. 3, zväčš. 150×
- 4 — Typ S_3 , vz. č. 3, zväčš. 150×
- 5 — Typ S_7 (podtyp SZ_7), vz. č. 3, zväčš. 150×
- 6 — Typ S_2 (podtyp SZ_2), vz. č. 3, zväčš. 150×
- 7 — Typ S_1 , vz. č. 3, zväčš. 70×
- 8 — Typ S_2 , vz. č. 5, zväčš. 130×
- 9 — Typ S_1/S_{23} (dvojpolárny vývoj), vz. č. 5, zväčš. 160×
- 10 — Typ H, vz. č. 5, zväčš. 150×
- 11 — Typ S_{12} , vz. č. 5, zväčš. 150×
- 12 — Typ S_6 , vz. č. 5, zväčš. 180×

Tab. II

Morfologické typy zirkónov:

- 1 — Typ S_1/Q_1 (dvojpolárny vývoj), vz. č. 5, zväčš. 90×
- 2 — Typ S_7 , vz. č. 5, zväčš. 180×
- 3 — Typ S_7 , vz. č. 13, zväčš. 150×
- 4 — Typ S_7 , vz. č. 13, zväčš. 150×
- 5 — Typ S_{12} , vz. č. 13, zväčš. 170×
- 6 — Typ S_{23} , vz. č. 13, zväčš. 200×
- 7 — Typ L_2 , vz. č. 13, zväčš. 130×
- 8 — +Typ S_6 ?, vz. č. 6, zväčš. 170×
- 9 — +Typ P_5 ?, vz. č. 6, zväčš. 140×
- 10 — +Typ ?, vz. č. 6, zväčš. 150×
- 11 — +Typ ?, vz. č. 6, zväčš. 150×
- 12 — +Typ ?, vz. č. 6, zväčš. 180×

+ Ide o zirkóny v rozličnom stupni opracovanosti, od málo (8) až po intenzívne opracované (12).



vou zložkou. Druhý typ granátu tvorí ostrohranné nepravidelné úlomky. Tie sú zvyčajne zakalené, popraskané, žltkastej farby, s častými tmavými uzavreninami. Vznik granátu tohto typu je spätý pravdepodobne s procesom metamorfózy.

Monazit. Je vo všetkých študovaných horninách. Najviac ho je v pegmatitoidných granitoidoch (vz. č. 4 a 5). Vytvára krátko- a dlhoprizmatické, príp. tabuľkovité kryštály. Zrná sú často zaoblené, s drsným povrchom, žltej, hnedej až škoricovej farby (tab. III, obr. 1—4). Žlté, zelenasté jedince sú v polarizačnom mikroskope priezračné, kým hnedé sú nepriezračné (metamiktne). Veľkosť zrn sa pohybuje od 0,05 do 0,3 mm.

Ortit. Našiel sa vo vz. č. 1, 2, 3 a 13. Najčastejšie tvorí zrasty s epidotom, vyskytuje sa zvyčajne v centrálnej časti epidotových zrn. Pleochroizmus ortitu je spravidla nevýrazný. Podľa pozorovaní vznikol spoločne s epidotom, príp. tesne pred ním. Nie je vylúčené, že ide o staršiu generáciu epidotu so zvýšeným obsahom vzácnych zemín. Podobné príklady uvádza napr. D. P. Vaskovskij (1965).

Rutil. Vo forme ojedinelých úlomkov prizmatických kryštálikov s rozmanitými odtieňmi červenohnedej farby a s typickým ryhovaním plôch bol zistený vo vz. č. 1, 3, 4 a 5. V čiastočne premenených biotitoch, sledovaných vo výbrusoch, sa miestami našli typické sagenitové ihličky.

Titanit. Svetložltej až hnedej farby bol pozorovaný vo forme ostrohranných štiepných úlomkov, vzáčne so zachovanými kryštálovými plochami. Vo výbrusoch sa javil v podobe ojedinelých nepravidelných zrn.

Turmalín. Bol identifikovaný len vo vz. č. 1, kde sa našlo niekoľko zrn — úlomkov stĺpcovitých kryštálov.

Xenotím. Bol zistený takmer vo všetkých študovaných horninách (okrem vz. č. 13). Vytvára nízke dipyramidálne, tetragonálne kryštáliky, príp. spojky dipyramídy a prizmy (tab. III, obr. 5—6). Je zelenkavej farby, veľkosť kryštálov sa pohybuje od 0,1 do 0,2 mm.

Zirkón. Je zastúpený v pomerne malom množstve. Veľkosť jedincov sa pohybuje najčastejšie pod 0,1 mm, ale našli sa aj kryštály dosahujúce dĺžku až 0,25 mm. Zrná zirkónu sú prevažne ružovej farby, menej často bezfarebné, číre. Vo vz. č. 6 sú tmavšie sfarbené a v rozličnom stupni opracované (tab. II, obr. 8—12). V ostatných vzorkách z granitoidných hornín obsahuje zirkón (II) často veľké množstvo drobných ihličkovitých uzavrenín — zirkónov I, príp. apatitu.

Pri morfológickom štúdiu zirkónov sme použili typologickú klasifikáciu, ktorú vypracoval J. P. Pupin — G. Turco (1972, 1974). Analýza súborov zirkónov v jednotlivých horninách sa pri tejto typológii zakladá na percentuálnom zhodnotení idiomorfných a hypidiomorfných (zaoblených, subelipsovitých a elipsovitých) zrn. Pritom, ak je to možné, mala by sa udať príčina zaoblenia (magmatická korózia, mechanické opracovanie alebo narastanie). Podstatou analýzy je však kvalitatívne hodnotenie idiomorfných a hypidiomorfných tvarov. Každý typ (príp. podtyp) tejto klasifikácie zodpovedá určitej kombinácii prizmatických a pyramidných plôch, pričom sa berú do úvahy aj rozmery jednotlivých plôch. Označujú sa abecedne (A, B...T), číselným indexom (S_1 , S_2 ...). Rozmiestnenie typov v uvádzanej tabuľke (l. c.) je na základe vývoja pomeru typotvorných prizmatických a pyramidálnych plôch. Tabuľka sa pri zhodnocovaní používa na grafické znázornenie percentuálneho

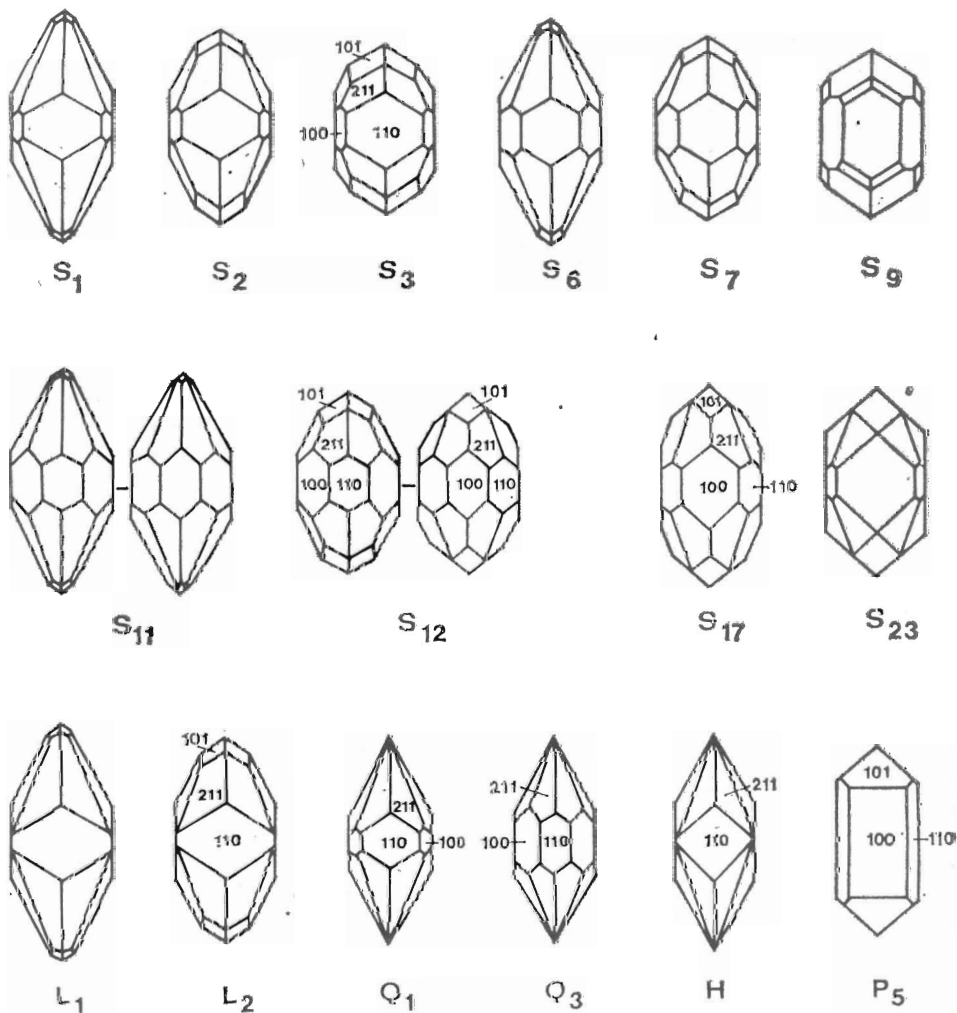
zastúpenia jednotlivých typov a podtypov zirkónov v hornine. Pri definovaní a určení typu, príp. podtypu sa neberie do úvahy predĺženie.

V našej práci sme použili klasifikáciu len na definovanie jednotlivých typov zirkónov prítomných v horninách kryštalinika Žiaru. Štatisticky percentuálne sme ich nehodnotili.

Pri štúdiu koncentrátov akcesorických minerálov z hornín kryštalinika Žiaru boli vyčlenené nasledujúce typy zirkónov:

vz. č. 1 — S_1 , S_2 , S_3 , S_6 , L_1 , Q_1

vz. č. 13 — S_1 , S_2 , S_7 , S_{12} , S_{23} , L_1 , L_2 , Q_3



Obr. 1. Tvary zirkónov získaných z hornín kryštalinika Žiaru (s použitím klasifikácie J. P. Pupina — G. Turca 1972, 1974)

vz. č. 2 — S₁, S₂, S₆, S₁₁, S₁₇, L₂

vz. č. 3 — S₁, S₂, S₃, S₆, S₇, S₁₁, Q₁

vz. č. 4 — S₁, S₂, S₆, S₁₁, L₁, Q₁, Q₃, H

vz. č. 5 — S₁, S₂, S₃, S₆, S₇, S₁₂, S₂₃, L₁, L₂, Q₁, Q₃, H

vz. č. 6 — (S₉, P₅)? — zrná sú silne opracované

Zo súboru typov zirkónov v študovaných horninách vidieť, že zirkóny vo vz. č. 1 až 5 a 13 (granitoidné horniny) sú takmer podobné. Predpokladáme, že aj pri štatistickom hodnotení zirkónov získaných z väčšieho množstva materiálu by pri použití uvedenej klasifikácie boli rozdiely medzi súbormi zirkónov z jednotlivých granitoidných hornín minimálne. Táto skutočnosť dokazuje, že „normálne“, „autometamorfované“ i pegmatitoidné variety granitoidov sú si navzájom blízke a geneticky späté. Formy zistené v našich vzorkách (1 až 5 a 13) sú podľa klasifikácie J. P. Pupina — G. Turca (1974) typické pre granitoidné horniny anatektického pôvodu. Formy, ktoré sa podľa tejto klasifikácie uvádzajú ako charakteristické pre intruzívne granity, v študovaných granitoidných vzorkách neboli zistené.

Biotitická pararula (vz. č. 6) obsahuje takmer výlučne zirkóny rozličného stupňa opracovania. Ojedinele bolo ešte možné identifikovať niektoré typy (tab. II, 8—9). Aj napriek značnému opracovaniu možno konštatovať, že v prevažnej miere ide o iné typy zirkónov ako v predchádzajúcich vzorkách. Typy S₉ a P₅ patria podľa J. P. Pupina — G. Turca (l. c.) do súboru zirkónov typických pre intruzívne granity. Keďže v našom prípade ide o horniny metamorfovanej, pôvodne sedimentárnej série, sú to zirkóny klastické, ktorých zdroj je predbežne neznámy.

Na obr. 1 sú schematicky znázornené pozorované typy zirkónov. Charakteristické tvary sú aj na snímkach (tab. I a II).

Nepriezračné minerály

Arzenopyrit. Tvorí ojedinelé nepravidelné zrná, príp. so zachovanými kryštálovými plochami striebrosivej farby.

Galenit. Našiel sa vo viacerých vzorkách vo forme drobných štiepných úlomkov podľa (001) (tab. IV, obr. 4—5). Najviac galenitu bolo vo vz. č. 3 — okolo 50 zrn, v ostatných bol pozorovaný iba ojedinele.

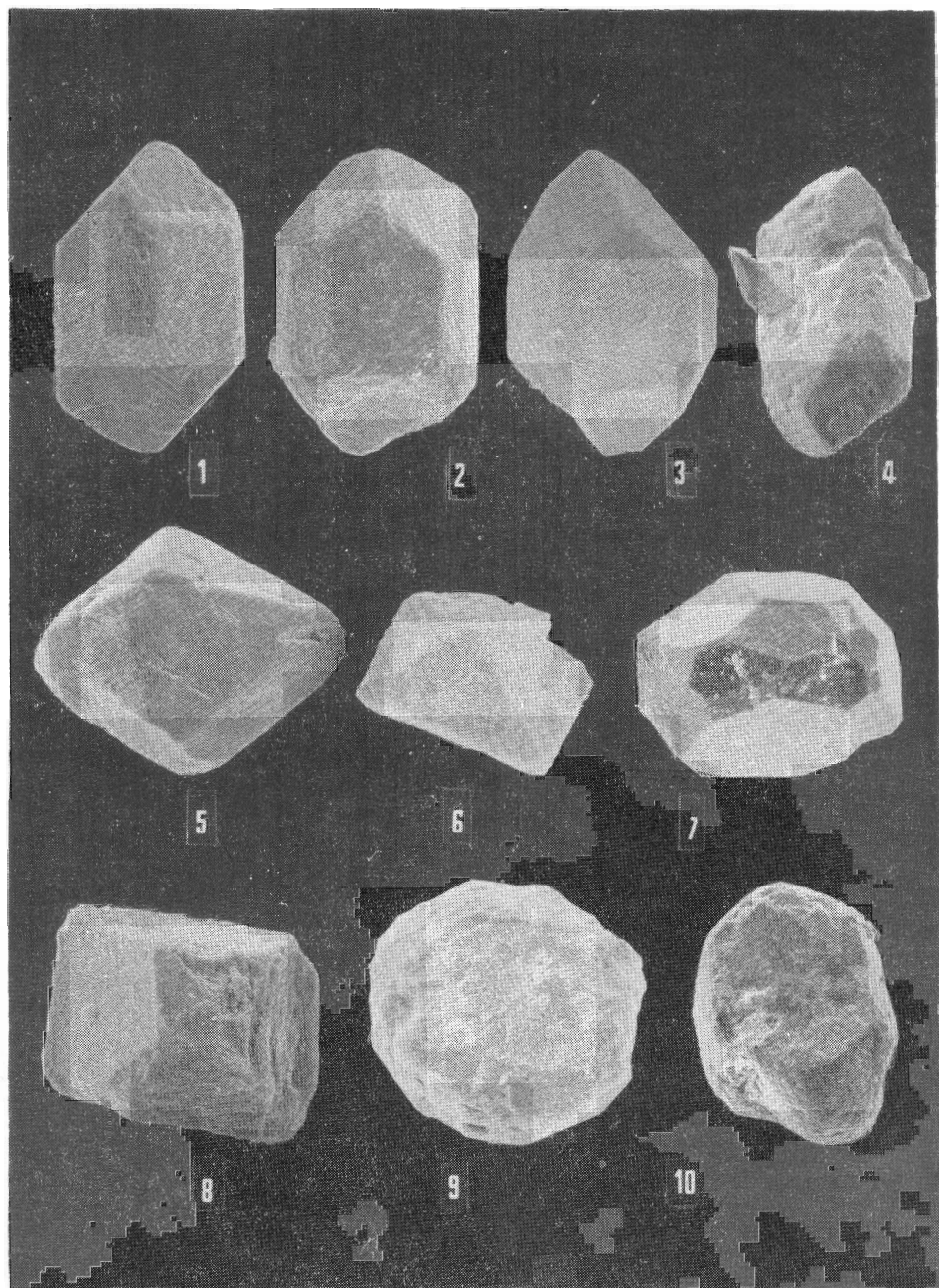
Chalkopyrit. Jeho ojedinelé úlomky boli identifikované mikrochemicky.

Ilmenit. Vo vz. č. 1, 2, 3 a 13 je jedným z hlavných akcesorických minerálov. Tvorí nepravidelné úlomky, zriedkavejšie idiomorfne tabuľkovité kryštály. Veľkosť zrn sa pohybuje do 0,3 mm. Často má na povrchu jemný povlak leukoxénu.

Leukoxén. Bol zistený v tých istých vzorkách ako ilmenit. Tvorí jednak povlak na ilmenite, ako aj nepravidelné zrná a pseudomorfózy po drobných zrnách ilmenitu (tab. III, obr. 10).

Magnetit. Vo vzorkách je zastúpený vo veľmi malom množstve. Vytvára nepravidelné zrná, ojedinele oktaédre a guľičky (tab. IV, obr. 8—9). Je veľmi drobný — pod 0,1 mm.

Molybdenit. Bol identifikovaný vo vz. č. 5 v diamagnetickej frakcii. Tvorí strieborné šupinky, niekedy idiomorfne hexagonálne kryštálky s výbornou štiepateľnosťou podľa (0001), (tab. IV, obr. 1—3). Prítomnosť Mo vo vzorke



potvrdila aj semikvantitatívna spektrálna analýza najjemnejšej diamagnetickej frakcie koncentrátu akcesorických minerálov.

Pyrit. Zistil sa vo všetkých vzorkách. Nachádza sa vo forme nepravidelných zŕn a idiomorfných kryštálov, v tvare kocky i pentagonálneho dodekaédra, príp. spojok predchádzajúcich tvarov a oktaédra (tab. IV, obr. 6—7). Kryštály sú miestami deformované. Často má limonitový povlak. Veľký počet zŕn je vlastne pseudomorfózou limonitu po pyrite.

Analýza výsledkov

Výsledky štúdia akcesorických minerálov z hornín kryštalinika Žiaru ukázali, že v „normálnych“ granitoidoch (vz. č. 1 a 13) bohatých na K-živce (vz. č. 3) i v „autometamorfovaných“ (vz. č. 2) je takáto asociácia akcesorických minerálov:

apatit $\geq$ ilmenit > monazit >> zirkón

Pre hrubozrnné, pegmatitoidné variety granitov (vz. č. 4 a 5) je typomorfná asociácia akcesorických minerálov;

apatit $\geq$ monazit >> zirkón

Oproti predchádzajúcim typom granitoidov je v tomto type iba nepatrné množstvo ilmenitu. Poukazuje to na istú diferenciáciu základného materiálu, z ktorého vznikali granitoidné horniny Žiaru.

Zo súboru akcesorických minerálov z granitoidných hornín Žiaru uvedeného v tabuľke možno vyčleniť nasledujúce genetické skupiny:

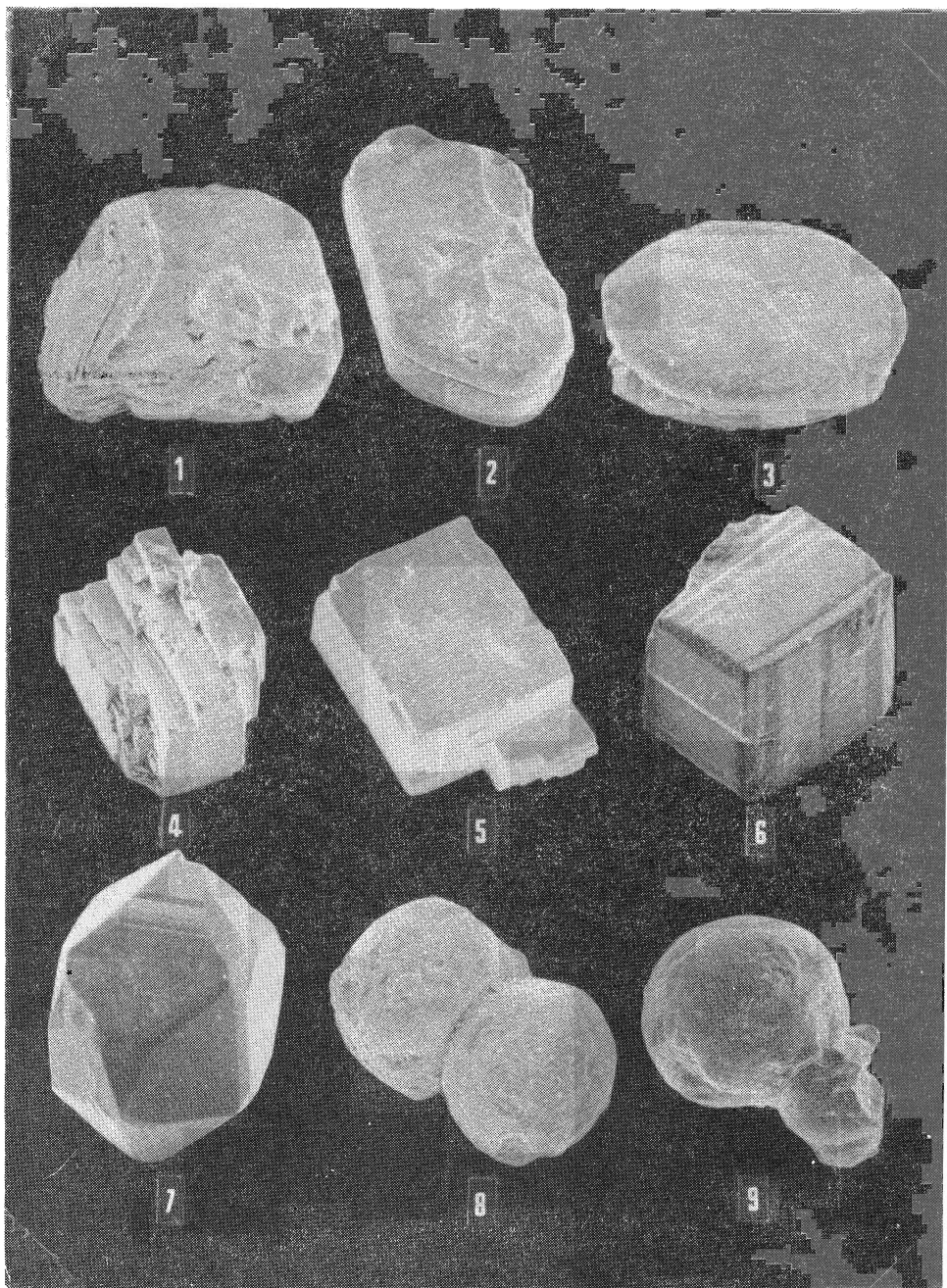
- a) minerály magmatického pôvodu (apatit, titanit, zirkón, ilmenit, magnetit);
- b) minerály vzniknuté v pegmatiticko-pneumatolytickom, resp. hydrotermálnom štádiu (anatas?, monazit, turmalín, xenotím, arzenopyrit, galenit, chalkopyrit, molybdenit, pyrit);
- c) novotvorené minerály, ktorých vznik je spätý s alpínskou neomineralizáciou (anatas?, epidot, granát, ortit);
- d) minerály sekundárneho pôvodu (goethit, leukoxén).

Tab. III

- 1—2 — Monazit (rozmanité prizmatické tvary): 1 — vz. č. 3, zväčš. 120 $\times$; 2 — vz. č. 3, zväčš. 120 $\times$; 3 — vz. č. 3, zväčš. 140 $\times$
- 4 — Monazit s vrasteným zirkónom. Vz. č. 5, zväčš. 140 $\times$
- 5—6 — Xenotím (kombinácia dipyramíd s krátkymi prizmatickými plochami): 5 — vz. č. 13, zväčš. 250 $\times$; 6 — vz. č. 4, zväčš. 150 $\times$
- 7 — Granát (s nepravidelným vývojom plôch). Vz. č. 6, zväčš. 70 $\times$
- 8 — Anatas (tetragonálna dipyramída). Vz. č. 3, zväčš. 250 $\times$
- 9 — Ilmenit (tabuľkovitý, s nevýrazným trigonálnym obmedzením). Vz. č. 1, zväčš. 350 $\times$
- 10 — Leukoxén (pseudomorfóza po ilmenite). Vz. č. 1, zväčš. 175 $\times$

Tab. IV

- 1—3 — Molybdenit (tabuľkovité kryštály s veľmi dobrou štiepateľnosťou): 1 — vz. č. 5, zväčš. 300 $\times$; 2 — vz. č. 5, zväčš. 225 $\times$; 3 — vz. č. 5, zväčš. 325 $\times$
- 4—5 — Galenit (štiepne úlomky podľa 100): 4 — vz. č. 1, zväčš. 150 $\times$; 5 — vz. č. 3, zväčš. 120 $\times$
- 6—7 — Pyrit (dva príklady z množstva tvarov): 6 — vz. č. 2, zväčš. 150 $\times$; 7 — vz. č. 6, zväčš. 250 $\times$
- 8—9 — Magnetit (zvláštne guľovité tvary a ich zrasty): 8 — vz. č. 3, zväčš. 100 $\times$; 9 — vz. č. 3, zväčš. 140 $\times$



V granitoidných horninách Žiaru chýba alebo je zastúpený len v malom množstve ortit, ale vo zvýšenej miere je prítomný monazit. Z literatúry (D. E. Lee — F. C. W. Dodge 1964; G. A. Lisicina et al. 1965; D. Hovorka 1968, 1971 a i.) je známy vzťah medzi chemickým zložením hornín (hlavne obsahom CaO) a vznikom uvedených minerálov. Pri obsahu zhruba pod 2 % CaO vzniká v hornine monazit, pri vyššom obsahu ortit.

V študovaných vzorkách granitoidov zo Žiaru je takýto obsah CaO: 1 — 2,18; 13 — 2,27; 2 — 1,84; 3 — 1,74; 4 — 1,14; 5 — 1,40.

Vzorky zo Žiaru sme porovnali s horninami z veperoidného kryštalinika, v ktorých je vysoký obsah ortitu, kým monazit chýba alebo je zastúpený len v malých množstvách (in: D. Hovorka — P. Hvoždara 1964; ako aj nepublikované výsledky analýz J. Határa, v ktorých sa obsah CaO v horninách pohybuje v rozmedzí okolo 4 %). Zatiaľ čo sú granitoidy Žiaru kyslejšie (obsah SiO₂ je 70—74 %), chemické zloženie veporských granitoidov zodpovedá granodioritom (64—68 % SiO₂), výrazne v nich prevláda plagioklas. Z uvedeného vidieť bezprostredný vzťah medzi chemickým zložením a asociáciou niektorých akcesorických minerálov v granitoidných horninách.

Zaujímavé je zistenie niektorých rudných minerálov v granitoidoch Žiaru — molybdenitu, galenitu a chalkopyritu. Tie v rozptýlenej forme vznikli pravdepodobne v hydrotermálnom štádiu, avšak nie je vylúčená ani ich prípadná akumulácia. Možno ich pokladať za indikátory zrudnenia v tejto oblasti.

V biotitických pararulách metamorfného obalu je nasledujúca asociácia akcesorických minerálov:

granát > apatit >> monazit ≥ zirkón

Zirkón je v týchto horninách dokázateľne klastického pôvodu;

Záver

Práca je príspevkom na lepšie poznanie kryštalinika pohoria Žiar. Údaje, ktoré sa získali za posledné roky, nám umožnili znovu interpretovať geologickú stavbu územia. Získali sme aj nové poznatky o horninách kryštalinika. Ich detailná petrograficko-petrochemická štúdia je v štádiu spracovania.

Hlavnú pozornosť sme venovali štúdiu akcesorických minerálov zo základných typov hornín kryštalinika Žiaru (granitoidov i pararúl). Zistili sme prítomnosť týchto akcesorických minerálov: anatas, apatit, epidot, granát, monazit, ortit, rutil, titanit, turmalín, xenotím, zirkón, arzenopyrit, galenit, goethit, chalkopyrit, ilmenit, leukoxén, magnetit, molybdenit, pyrit.

Uvedené akcesorické minerály sú jednak magmatického pôvodu, časť vznikla v pegmatiticko-pneumatolytickom, resp. hydrotermálnom štádiu, ako aj následkom alpinských neomineralizačných procesov. Niektoré minerály vznikli pri metamorfných procesoch. Boli zistené aj sekundárne premeny akcesorických minerálov.

Obsah akcesorických minerálov v „normálnych“ granitoch až granodioritoch, vo varietách výraznejšie obohatených modrosivými K-živcami, ako aj v tzv. „autometamorfovaných“ granitoch je vyšší ako v leukokratických pegmatitoidných granitoch. Aj ich minerálna asociácia je pestrejšia.

Kým pre prvé z uvedených typov granitoidov je typická asociácia apatit — ilmenit — monazit — zirkón, v pegmatitoidných varietách je asociácia apatit —

monazit — zirkón; pričom je v nich ilmenit prítomný len v nepatrnom množstve. Treba zdôrazniť, že v asociácii akcesorických minerálov neboli zistené rozdiely medzi „normálnymi“, „autometamorfovanými“ a na K-živce bohatými typmi granitov.

Morfologické tvary zirkónov pozorované v granitoidných horninách sú typické pre granitoidy anatektického pôvodu.

Ortitu (napr. v porovnaní s veporskými typmi granitoidov) je málo alebo chýba, na druhej strane je však v hojnom množstve prítomný monazit (hlavne v pegmatitoidných varietách).

Zo zaujímavých rudných minerálov sa v granitoidných horninách našiel molybdenit, galenit a chalkopyrit.

V biotitickej pararule sme zistili takúto asociáciu akcesorických minerálov: granát — apatit — monazit — zirkón. Tvary klastických zirkónov z pararuly pripomínajú tvary typické pre intruzívne horniny, nie sú podobné zirkónom z typov vystupujúcich na povrch.

Doručené 24. 11. 1975

Odporučil D. Hovorka

LITERATÚRA

- Drappan, L. 1972: Živce z pegmatitov kryštalinika Žiaru, M. Magury a Suchého. Manuskript — archív PF UK, Bratislava.
- Đuratiný, S. — Fusán, O. — Kuthan, M. — Plančár, J. — Zbořil, L. 1967: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska. Manuskript — archív GÚDS, Bratislava.
- Đurkovičová, J. 1967: Chemical composition of biotites from West Carpathians granitoid rocks. CBGA, VIII. congr. Belgrade, Rep. Mineralogy, Geochemistry, Absolute age. P. 217—221.
- Đurkovičová, J. 1968: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov z granitoidných hornín Západných Karpát. Manuskript — archív GÚDS, Bratislava.
- Fusán, O. et al. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, rad ZK, 10, s. 1—107.
- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 1—114.
- Hovorka, D. 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribčea. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 13, s. 165—187.
- Hovorka, D. 1971: Ortit (allanit) z kohútkeho kryštalinika. Geol. práce, Spr. 55 (Bratislava), s. 147—163.
- Hovorka, D. — Hvoždára, P. 1964: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. I. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 9, s. 145—177.
- Kamenický, J. 1971: Záverečná správa dielčej úlohy za r. 1966—1970: Tvorba granitoidov a tektogenéza. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- Klinec, A. 1956: Zpráva o mapování kryštalinika pohoria Žiaru. Manuskript — archív GÚDS, Bratislava.
- Klinec, A. 1958: Geologické poznámky o kryštaliniku Žiaru. Geol. práce, Spr. 12, Bratislava, s. 86—92.
- Konečný, V. — Šefara, J. — Zbořil, L. 1973: Interpretačná schéma štruktúr hlbokého podložia vo vzťahu k vulkanizmu. Mapa 1 : 200 000. GÚDS, Bratislava a Geofyzika, záv. Bratislava.
- Kubíny, D. 1962a: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch a ich vzťah ku granitoidom variským. Geol. práce, Zoš. 62 (Bratislava), s. 33—58.
- Kubíny, D. 1962b: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce, Zoš. 62 (Bratislava), s. 109—114.
- Kubíny, D. 1967: Štúdia o výskytoch živcov a kremeňa na Slovensku a o možnostiach ich využitia. Manuskript — Geofond, Bratislava.

- Lee, D. E. — Dodge, F. C. W. 1964: Accessory minerals in some granitic rocks in California and Nevada as a function of calcium content. *Amer. Mineralogist* (Washington), 49, p. 76—88.
- Lee, D. E. — Van Leonen, R. E. — Mays, R. E. 1973: Accessory apatite from hybrid granitoid rocks of the Southern Snake Range, Nevada, *J. Res. U. S. geol. Surv.*, 1, 1, p. 89—98.
- Lisicina, G. A. — Bogdanova, V. I. — Varšal, G. M. — Sirotinina, N. A. 1965: O nekotorych geochemičeskich osobennostiach obrazovanija akcessornych mineralov v granitach Čarkasarskogo massiva v Kuraminskom chrebtě Tjan-Šanja. *Geochimija* (Moskva), 5, s. 602—617.
- Ljachovič, V. V. 1967: Akcessornyje mineraly v granitoidoch Sovjetskogo Sojuza. Moskva, Izd. Nauka, 447 s.
- Ljachovič, V. V. 1968: Akcessornyje mineraly (Ich genezis, klassifikacija i indikatornye priznaki). Moskva, Izd. Nauka, 425 s.
- Maheľ, M. et. al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Žilina. Vyd. Geofond, red. Bratislava, 272 s.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. D. II. Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Vyd. ÚUG v Akademii, nakl. CSAV, 486 s.
- Maheľ, M. 1974: The Carpathians of Czechoslovakia. The inner West Carpathians. In: Maheľ, M. ed. 1974: Tectonics of the Carpathian-balkan regions. Geol. Inst. of D. Štúr, Bratislava, p. 91—133.
- Miko, O. 1966: Petrografia a ťažké minerály hornín kryštalinika Žiaru. Manuskript — archív PF UK, Bratislava.
- Plančár, J. 1959: Záverečná zpráva o gravimetrickom meraní v oblasti Vtáčnika, Žiaru, Kremnického a Štiavnického pohoria. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- Pupin, J. P. — Boucarut, M. — Turco, G. — Gueirard, S. 1966: Les zircons et migmatites du massif de l'Argentera — Mercantour et leur signification pétrogénétique. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.* (Paris), 92, p. 472—483.
- Pupin, J. P. — Turco, G. 1972: Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Cos. franc. Minéral. Cristallogr.* (Paris), 95, p. 348—359.
- Pupin, J. P. — Turco, G. 1974: Application a' quelques roches endogènes du massif franco-italien de l'Argentera — Mercantour, d'une typologie originale du zircon accessoire. Étude comparative avec la méthode des R. M. A. *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.* (Paris), 97, p. 59—69.
- Pupin, J. P. — Casanova, R. — Turco, G. 1975: Les zircons de quelques granitoides précambriens de Côte d'Ivoire. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 55, p. 35—50.
- Repčok, I. 1972: Alfa-aktivita niektorých granitoidných hornín Západných Karpát. Manuskript — archív GÚDS, Bratislava.
- Valach, J. 1964: Predbežná správa o výskume niektorých pegmatitov slovenského kryštalinika. *Geol. práce, Spr. 1* (Bratislava), s. 25—32.
- Vaskovskij, D. P. 1965: V voprosu o predelach ustojčivosti epidota i ortita pri regionalnom metamorfizme. Regionalnyj metamorfizm dokembrijskich formacij SSSR. Moskva—Leningrad, Izd. Nauka, s. 62—67.
- Zoubek, V. — Kubiny, D. 1956: Predbežná správa o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. *Geol. práce, Spr. 9* (Bratislava), s. 197—109.

THE CRYSTALLINE COMPLEX OF THE ŽIAR MOUNTAINS: NEW DATA ON STRUCTURE; ACCESSORY MINERALS

OTO MIKO — JOZEF HATAR

The pre-Triassic complexes in the Žiar Mts. are represented mainly by granitoid rocks; paragneisses of the metamorphic envelope are represented only to a small extent. On the basis of field studies carried out by one of the

authors (O. M.) in the past as well as laboratory researches, the following conclusions are drawn:

In rocks of the crystalline complexes (granitoids and paragneisses) the presence of the following accessory minerals has been determined: anatase, apatite, epidote, garnet, monazite, orthite, rutile, titanite, tourmaline, xenotime, zircon, arsenopyrite, galena, goethite, chalcopyrite, ilmenite, leucoxene, magnetite, molybdenite, pyrite.

The accessory minerals mentioned are of magmatic origin on the one hand, in part they originated in the pegmatitic-pneumatolytic and/or hydrothermal stage, as well as in result of the Alpine neomineralization processes; some minerals originated in the course of metamorphism. Products of the alteration of accessory minerals have also been identified.

The contents of accessory mineral in the „normal“ granites to granodiorites, in varieties more pronouncedly enriched in K-feldspar, as well as in the so-called „autometamorphosed“ granites are higher than in the leucocratic pegmatitoid granites; likewise their mineral association is more varied.

While in the above-mentioned granitoid types the typical mineral association includes apatite — ilmenite — monazite — zircon, in the pegmatitoid varieties it consists apatite — monazite — zircon, ilmenite being present only in negligible amounts. It must be emphasized that no differences in the association of accessory minerals have been ascertained between the „normal“, „autometamorphosed“, and K-feldspar rich granite types.

A relation between the occurrence of some accessory minerals and the chemical composition of the granitoid rocks has been observed. Orthite (compared, for example, with the Vepor granitoid types) occurs in our samples in small amounts or it is absent; monazite, on the other hand, is abundantly represented, especially in the pegmatitoid varieties.

The morphological forms of zircon observed in the granitoid rocks are characteristic of granitoids of anatectic origin.

Of the ore minerals which may be of interest, the following have been determined in the granitoid rocks: molybdenite, galena, and chalcopyrite.

In the biotite paragneiss the association of the accessory minerals determined includes garnet — apatite — monazite — zircon. The forms of clastic zircons in the paragneisses resemble the forms characteristic of intrusive rocks, differing from the zircon forms in the granitoid types occurring at the surface.

In addition to the information on the rocks of the Žiar crystalline complex and their mineral contents, the research supplements our knowledge of the geological structure of this mountain range.

Preložila E. Česáňková

VZNIK SYNTETICKÝCH ÍLOVÝCH MINERÁLOV Z KREMIČITO-HLINITÝCH SFÉROIDOV ZA HYDROTHERMÁLNYCH PODMIENOK

(11 obr. a tab. v texte)

LADISLAV ŠTEVULA — JÁN PETROVIČ — MÁRIA KUBRANOVÁ*

Образование синтетическо-глинистых минералов из силикатоалюминиевых сфероидов при гидротермальных условиях

Силикатоалюминиевые сфероиды содержащие 30, 37, 50 и 60 % Al_2O_3 подверглись воздействию гидротермального процесса в течении 2, 7 и 14 дней при температуре 350 °C. Состав фаз продуктов гидротермального процесса исследовался с помощью рентгеновской дифракции, электронной и стереоэлектронной микроскопии и также дифференциально-термического анализа. Было определено, что на основании молярного отношения C/A в применяемых сфероидах образуются глинистые минералы монтмориллонит, каолинит, часто с примесью пиррофилита и гидралсита.

The formation of synthetic clay minerals from silica-alumina spheroids under hydrothermal conditions

Silica-alumina spheroids containing 30, 37, 50 and 60 % Al_2O_3 were subjected to hydrothermal treatment at 350 °C for 2, 7 and 14 days. The phase composition of the products of the hydrothermal process was studied by means of X-ray diffraction, electron and stereoelectron microscopy and by differential thermal analysis. It has been found that, according to the mole ratio S/A in the spheroids, the clay minerals montmorillonite and kaolinite, possibly with an admixture of pyrophyllite and hydralsite were formed.

Pri hydrotermálnej syntéze alumosilikáthdrátov možno použiť rozličný východiskový materiál, napr. mechanické zmesi kyslíčnikov, koprecipitované kremičito-hlinité gély, príp. produkty ich tepelného spracovania v kryštalickom alebo sklovitom stave, dehydroxylované, resp. pri vyšších teplotách vypálené ílovité minerály ap.

V práci sa sleduje vplyv sféroidizovaného kremičito-hlinitého materiálu na fázové zloženie konečného produktu v porovnaní s východiskovým kryštalickým materiálom pripraveným z koprecipitovaných kremičito-hlinitých gélov.

* Ing. Ladislav Števula, CSc., Ing. Ján Petrovič, CSc., Ing. Mária Kubranová, Ústav anorganickej chémie Slovenskej akadémie vied, Džbavská cesta, 809 34 Bratislava.

Hydrotermálnu syntézu ílovitých minerálov v sústave $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ z rozličných východiskových materiálov obsérne uvádza R. Roy — E. F. Osborn (1954), R. M. Carr — W. S. Fyfe (1960) a i. Poznatky o vzniku ílových minerálov zhŕňajú L. L. Ames — L. B. Sand (1958), W. T. Granquist — G. W. Hoffman — R. C. Boteler (1972), M. Koizumi — R. Roy (1959), W. H. Huang — W. D. Keller (1973), B. Scott — T. G. Carruthers (1969), J. A. Kittrick (1969) a i.

Vznikom a vlastnosťami ílových minerálov sa zaoberá napr. J. Konta (1957), I. Kraus — I. Horváth — E. Dobra (1971), M. Harman (1969), F. V. Čuchrov — B. . Zvjagin — E. S. Rudnickaja — L. P. Ermilova (1966), R. E. Grim (1968), G. J. Churchman — R. M. Carr (1972), W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman (1962), H. G. F. Winkler (1967), C. V. Jeans (1971), N. N. Kruglickij — I. I. Marcin — F. D. Ovčarenko — S. P. Ničiporenko (1965), C. D. Curtis — D. A. Spears (1971) a i.

Hydrotermálnou kaolinizáciou vulkanického skla a popola, ktorých podstatnými zložkami sú kyslíčnik kremičitý a kyslíčnik hlinitý, sa zaoberá napr. W. D. Keller (1963) a S. Aomine — K. Wada (1962).

Experimentálna časť

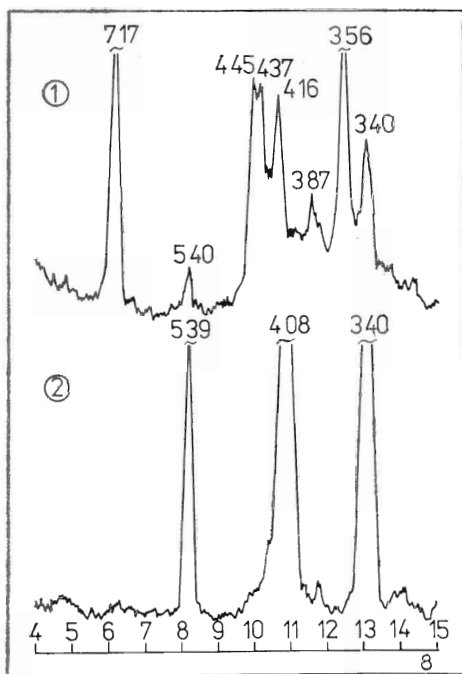
Kremičito-hlinitý materiál s obsahom 30, 37, 50 a 60 % Al_2O_3 sa pripravil vykryštalizovaním koprecipitovaných kremičito-hlinitých gélov pri teplote 1600 °C. Na sféroidizáciu sa použil kryštalický materiál s čiastočkami rozmerov maximálne 40 μm , ktoré vo svietiplynovo-kyslíkovom plameni upraveného horáka sféroidizovali (L. Števula — M. Pisárčik — J. Čorba 1975). Suspenzie sféroidov sa v redestilovanej vode podrobili v platinových téglikoch hydrotermálnemu procesu pri teplote 350 °C (165 atm) počas 2, 7 a 14 dní. Na porovnanie sa rovnakým spôsobom spracoval kryštalický materiál, ako aj mulit, metahalloyzit Michalovce (frakcia do 10 μm), montmorillonit (Beile Fourche) a kaolinit (Sedlec).

Kryštalochemické fázové zloženie, morfológia a tepelné premeny produktov hydrotermálneho procesu sa sledovali rtg. difraktografom fy Phillips, elektrónovým mikroskopom Tesla BS-242, rastrovacím elektrónovým mikroskopom Cambridge a derivatografom MOM (systém F. Paulik — J. Paulik — L. Erdey, vzostup teploty 10 °C za min.).

Výsledky

Vplyv stupňa usporiadania kryštálovej štruktúry východiskového kryštalického a sféroidizovaného materiálu na fázové zloženie produktov sa sledoval na vzorkách, ktoré sa podrobili hydrotermálnemu procesu počas 2 dní. Z použitých materiálov reagujú za daných podmienok len sféroidy, kým kryštalický materiál sa prakticky nemení, resp. reaguje len v nepatrnej miere. Ako príklad možno uviesť rtg. difrakčné záznamy kryštalického a sféroidizovaného kremičito-hlinitého materiálu s obsahom 50 % Al_2O_3 (obr. 1).

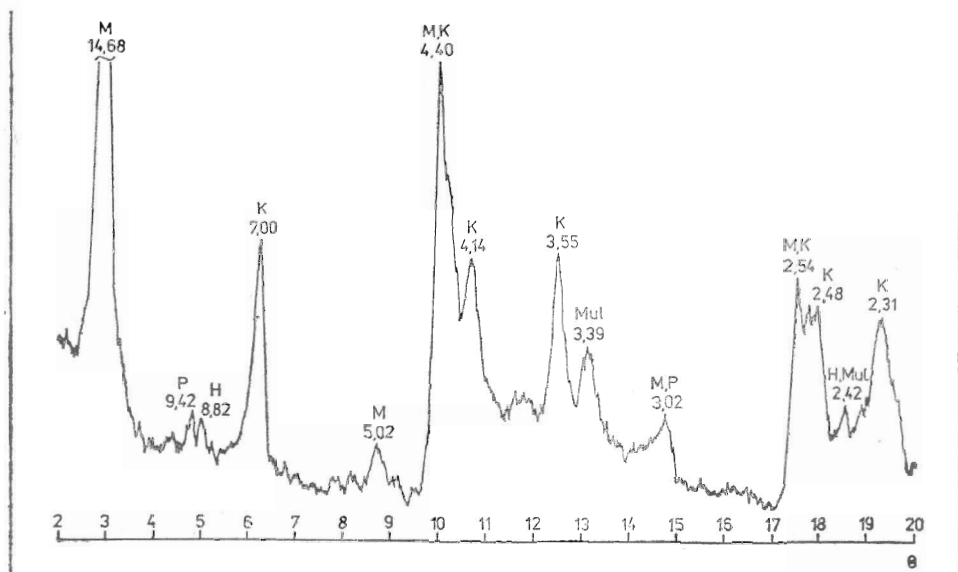
Z rtg. difrakčných záznamov (obr. 2) vychodí, že zo sféroidov s obsahom 30 % Al_2O_3 vzniká za hydrotermálnych podmienok počas 7 a 14 dní prevažne montmorillonit a kaolinit s nepatrným podielom pyrophylitu a hydralsitu.



Zo sféroidov s obsahom 37 % Al_2O_3 vzniká po 7 dňoch výlučne montmorillonitická fáza s bazálnym reflexom 14,6 Å (obr. 3). Orientovaný preparát pripravený z najjemnejšieho podielu produktu má bazálnu čiaru 15,2 Å. Po nasýtení preparátu etylénglykolom došlo k posunu bazálnej čiary na 17,6 Å za súčasného vzniku čiary druhého poriadku s hodnotou 8,64 Å. V časovom

Obr. 1. Rtg. difrakčný záznam sféroidov SiO_2 a 50 % Al_2O_3 ¹ a kryštalického materiálu rovnakého zloženia² po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní)

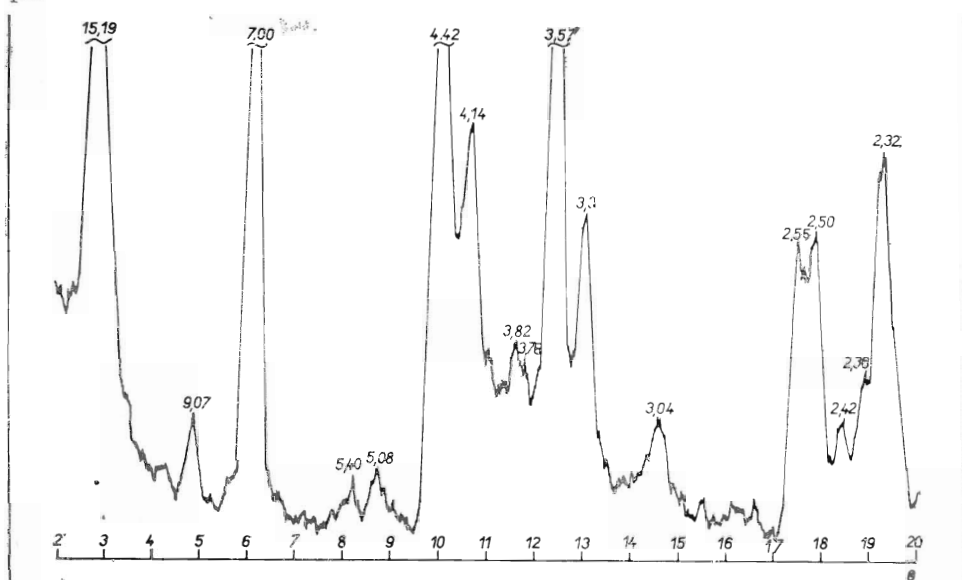
Fig. 1. X-ray diffraction diagram of SiO_2 spheroids with 50 % Al_2O_3 ¹ and crystalline material of the same compositions² after hydrothermal treatment (350 °C, 7 days)



Obr. 2. Rtg. difrakčný záznam sféroidov SiO_2 a 30 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní) (M — montmorillonit, K — kaolinit, H — hydralsit, P — pyrophyllit, Mul. — mullit)

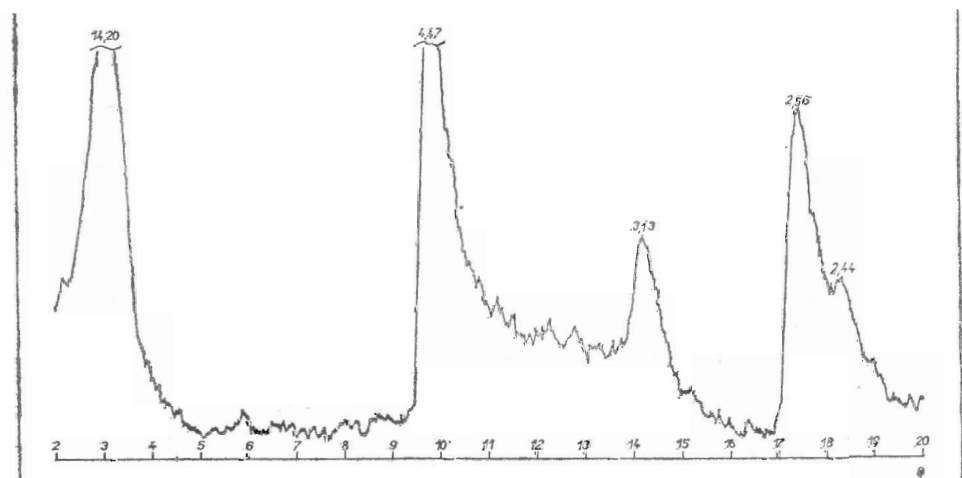
Fig. 2. X-ray diffraction diagram of SiO_2 spheroids with 30 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350 °C, 7 days) (M — montmorillonite, K — kaolinite, H — hydralsite, P — pyrophyllite, Mul. — mullite)

intervale 14 dní vzniká v reakčnom produkte okrem montmorillonitu aj malý podiel kaolinitu.



Obr. 3. Rtg. difrakčný záznam sféroidov SiO_2 a 50 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350°C 7 dní)

Fig. 3. X-ray diffraction diagram of SiO_2 spheroids with 50 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350°C , 7 days)



Obr. 4. Rtg. difrakčný záznam sféroidov s 37 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350°C 7 dní)

Fig. 4. X-ray diffraction diagram of spheroids with 37 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350°C , 7 days)

Z kremičito-hlinitých sféroidov s obsahom 50 % Al_2O_3 vzniká v obidvoch časových intervaloch montmorillonit, kaolinit a hydralsit, ktorý možno identifikovať podľa čiar 8,99 Å, resp. 9,07 Å (obr. 4).

Zo sféroidov s obsahom 60 % Al_2O_3 vzniká za rovnakých podmienok výlučne kaolinitická fáza. Časť sféroidov sa nemení, príp. za hydrotermálnych podmienok kryštalizuje na mulit.

Zo sféroidizovaného mulitu vzniká v obidvoch časových intervaloch hydrotermálneho procesu kaolinitická fáza, avšak s čiarami menej intenzívnymi ako pri predchádzajúcej vzorke.

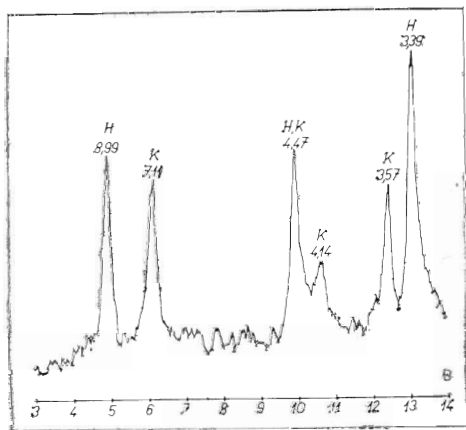
Z prírodných ílových minerálov dochádza v metahalloyzite (Michalovce) k fázovej premene na hydralsit a kaolinit (obr. 5). Kaolinit a montmorillonit sa za hydrotermálnych podmienok prakticky nemenia.

Z morfológického hľadiska produkty vzniknuté premenou sféroidov s obsahom 50 % Al_2O_3 (7 dní) pozostávajú z polydisperzných čiastočiek alebo ich zhlukov. Lupienky a doštičky výrazne charakterizujú montmorillonitickú, resp. kaolinitickú fázu. Niektoré útvary majú neurčité obrisy, typické pre minerály identifikované podľa rtg. difrakčných záznamov. Platí to najmä o vzorkách s prevahou montmorillonitickej fázy. Latkovité útvary môžu prislúchať nepatrnému podielu montmorillonitickeho minerálu, príp. hydralsitu (obr. 6). Značný podiel polyedrických čiastočiek má rozličný stupeň dokonalosti kryštálových hrán, ktoré sú väčšinou málo členité a majú priesvitné okraje šupinkovitého vzhľadu. Na niektorých miestach vidieť útvary v podobe zdvojených tyčínok, ktoré však môžu byť trubičkami. Časť sféroidov sa nemení, príp. čiastočne alebo úplne kryštalizuje na mulit s jeho typickou morfológiou.

Po 14 dňoch hydrotermálneho procesu nedochádza vo vyššie uvedenej vzorke k podstatným zmenám v morfológii produktu.

Pri niektorých štandardných vzorkách prírodného montmorillonitu vidieť iba nepatrný podiel latkovitých, príp. tyčinkovitých útvarov. Zo sféroidov s obsahom 37 % Al_2O_3 vzniká po 7 dňoch výlučne montmorillonitická fáza, v ktorej (obr. 7) podiel latkovitých čiastočiek je značný, podobne ako pri syntetickom beidellite, pri ktorého syntéze sa však vychádzalo z materiálu obsahujúceho Na_2O (M. Koizumi — R. Roy 1959). Ešte výraznejší je podiel

latkovitých útvarov v tejto vzorke po 14 dňoch hydrotermálneho procesu (obr. 8). Je pravdepodobné, že vytváranie relatívne dlhých latiek alebo podlhovastých útvarov ovplyvňujú skôr podmienky hydrotermálneho procesu, príp. charakter východiskového materiálu. Sporadicky badať aj priesvitné

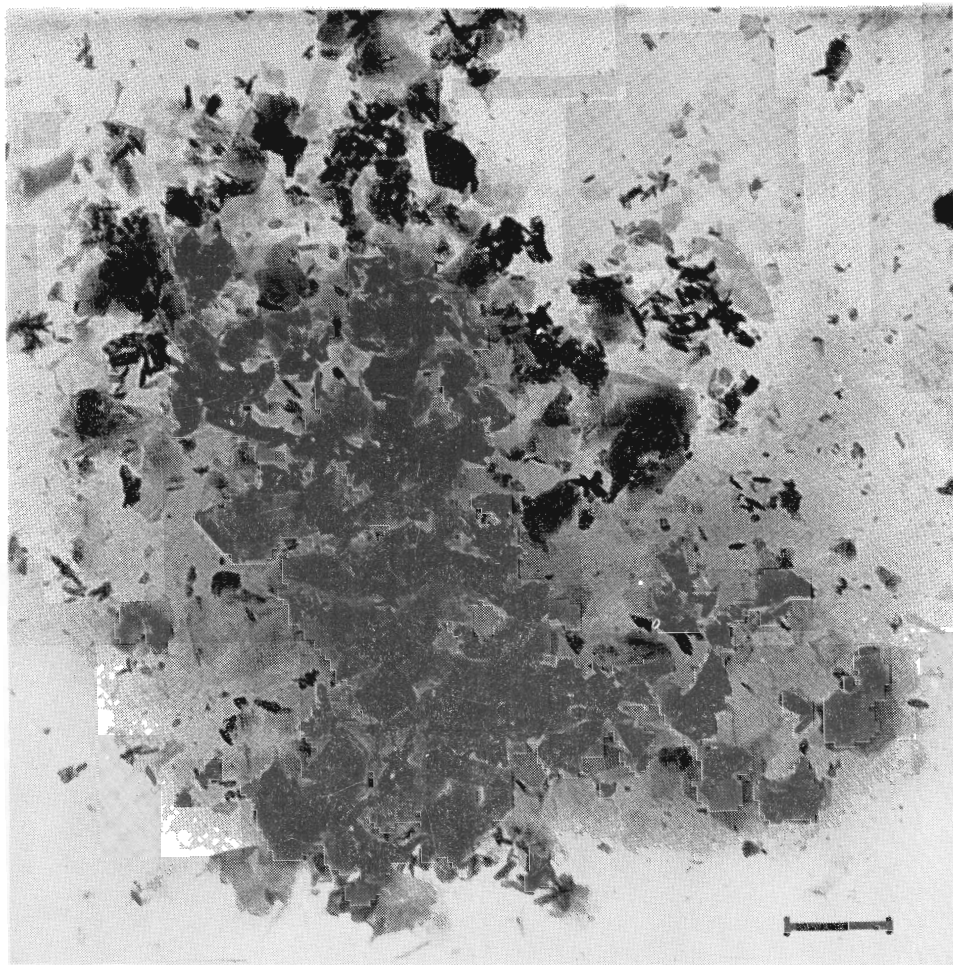


Obr. 5. Rtg. difrakčný záznam metahalloyzitu Michalovce po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní) (H — hydralsit, K — kaolinit)

Fig. 5. X-ray diffraction diagram of metahalloysite Michalovce after hydrothermal treatment (350 °C, 7 days) (H — hydralsite, K — kaolinite)

doštičky kaolinickej fázy.

Vzorka pôvodného metahalloyzitu Michalovce sa skladá zo zhlukov častočiek s nevyhranenu morfológiou hexagónom podobných útvarov s členitými okrajmi, ktoré väčšinou dobre prepúšťajú elektróny. Vzorka okrem typických trubičkovitých útvarov obsahuje malý podiel hrubších tyčíniek a pomerne veľké okrúhle a celistvé zrná podobné cristobalitu, resp. alofánu. Oveľa vyhranenejšie sú útvary metahalloyzitu po hydrotermálnom procese (7 dní). Na obr. 9 vidieť mozaikovú mikroštruktúru hexagonálnych doštičiek kaolinitu, ktoré sú izolované alebo v zhlukoch. Široké latky s rozličným stupňom priepustnosti patria



Obr. 6. Sférioidy SiO_2 a 50 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350°C 7 dní). Snímka elektrónovým mikroskopom

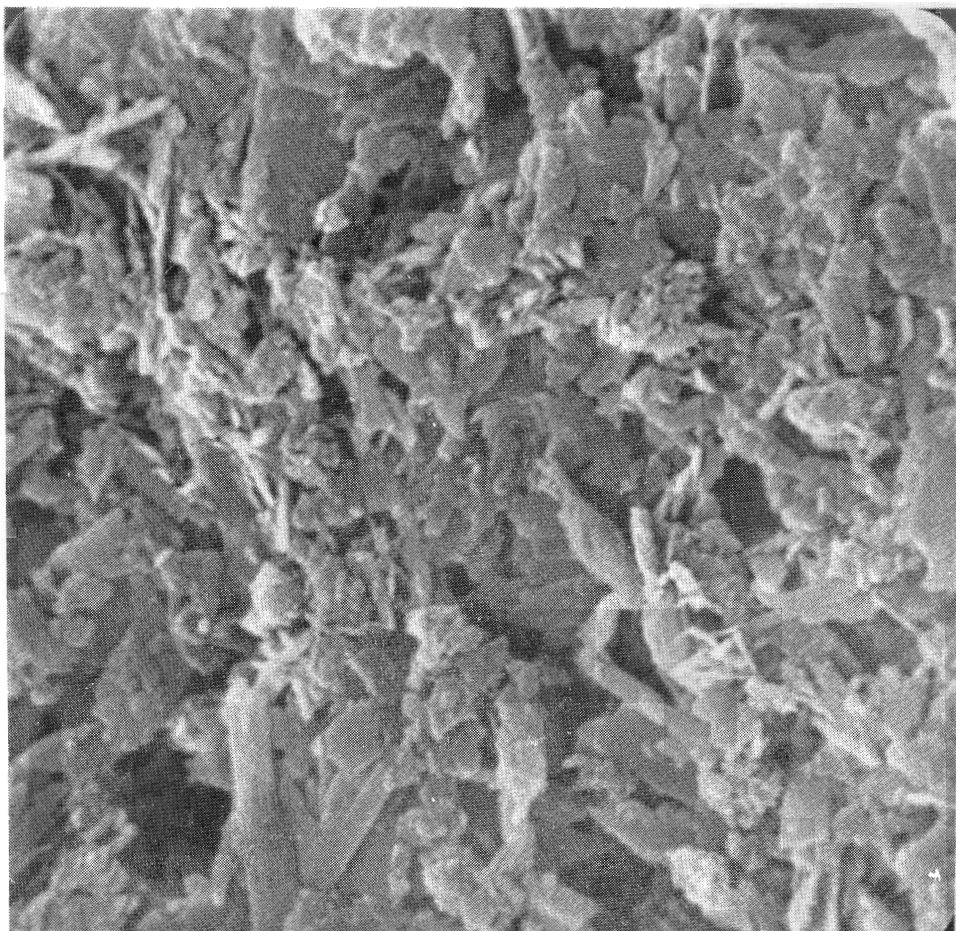
Fig. 6. SiO_2 spheroids with 50 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350°C , 7 days). Electron micrograph

hydralsitu.

Fázové zloženie a morfológia produktov hydrotermálneho procesu použitých materiálov sú uvedené v tab. 1.

Krivky DTA produktov po 7 dňoch hydrotermálneho procesu možno charakterizovať takto:

Krivka DTA produktu vzniknutého premenou sféroidov SiO_2 s obsahom 30 % Al_2O_3 je celkove typická pre kaolinitickú fázu, i keď teplotné maximum endotermnej výchylky pri 540 °C, príp. jej tvar vykazuje nepatrné zmeny v porovnaní so štandardom, pretože je prítomný istý podiel montmorillonitickej



Obr. 7. Sféroidy SiO_2 a 37 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní). Snímka rastovacím elektrónovým mikroskopom. Úsečka na snímke zodpovedá dĺžke 1 μm

Fig. 7. SiO_2 spheroids with 37 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350 °C, 7 days). Scanning electron micrograph. Length of abscissa in figure corresponds to 1 μm

fázy (obr. 10). Dvojitá endotermná výchylka v okolí 180 °C značí prítomnosť montmorillonitickej fázy, ktorá sa prejavuje aj náznakom endotermnej výchylky v okolí 700 °C. Z priebehu krivky DTA je zrejmä prevaha kaolinitickej fázy najmä pre intenzívnu exotermnú výchylku v okolí 985 °C.

Krivka DTA produktu hydrotermálnej premeny sféroidov s obsahom 37 % Al_2O_3 sa výrazne odlišuje od predchádzajúcej (obr. 11). Výraznejšia je endotermná výchylka v okolí 180 °C a zmenšila sa endotermná výchylka v okolí 540 °C, ktorá zrejme patrí kaolinitickej fáze, i keď je táto fáza podľa rgt. difrakčného záznamu prítomná azda len v stopovom množstve. Naproti tomu



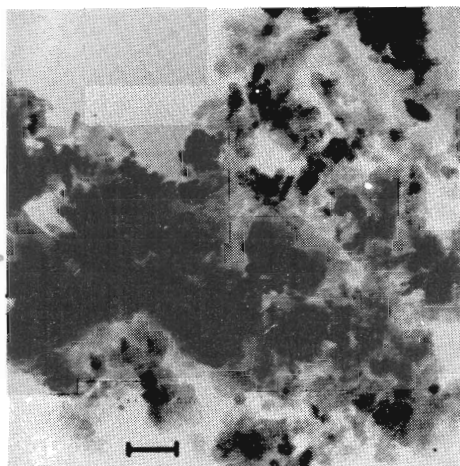
Obr. 8. Sféroidy SiO_2 s 37 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350 °C 14 dní). Snímka elektrónovým mikroskopom

Fig. 8. SiO_2 spheroids with 37 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350 °C, 14 days). Electron micrograph

Tab. 1

Materiály použité na hydrotermálny proces	Reakčné produkty hydrotermálneho procesu	
	fázové zloženie	morfológia
sféroidy 70 % SiO_2 + 30 % Al_2O_3	montmorillonit, kaolinit, pyrofylit, hydralsit, vykryštalizované sféroidy mulit, cristobalit)	lupienky, doštičky, tyčinky a latky nejednotných rozmerov, nevýrazné členité útvary
sféroidy 63 % SiO_2 + 37 % Al_2O_3	montmorillonit	polyedrické tabuľky, doštičky a latky s členitými okrajmi rôznych veľkostí a hrúbok, úlomky reakčného produktu
sféroidy 50 % SiO_2 + 50 % Al_2O_3	montmorillonit, kaolinit, hydralsit, resp. pyrofylit (výrazné čiary v porovnaní s reakčným produktom sféroidov SiO_2 s 30 % Al_2O_3)	pokročilá korózia sféroidov s novotvarmi na povrchu zŕn, reakčné produkty priehľadné, hexagónom podobné doštičky
sféroidy 40 % SiO_2 + 60 % Al_2O_3	kaolinit (časť sféroidov kryštalizuje na mulit a cristobalit)	tenké, hexagónom podobné doštičky a ohnuté izometrické útvary mulitu
sféroidizovaný mulit	kaolinit (menšia intenzita čiar, mulit a cristobalit)	priehľadné doštičky reakčného produktu a značne korodovaný východiskový materiál
metahalloyzit Michalovce	hydralsit, kaolinit	latkovité útvary, hexagonálne doštičky, anhedrálne oblé, nepriehľadné zrná cristobalitu, resp. alofánu
kaolinit Sedlec	nemení sa	výrazné, typicky ohraničené hexagonálne doštičky
montmorillonit Belle Fourche	nemení sa	výraznejšie lupienky, priehľadné gélovité čiastočky, nepriehľadné lístočky, zhľuky rôznych nepravidelných útvarov

endotermná výchylka v blízkosti 700 °C je intenzívna a charakterizuje montmorillonitickú fázu. Exotermná výchylka spojená s mulitizáciou sa nachádza v okolí 1085 °C.



Obr. 9. Metahalloyzit Michalovce po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní). Snímka elektrónovým mikroskopom. Úsečky na snímkach el. mikroskopom č. 6, 8 a 9 zodpovedajú dĺžke 1 μm .

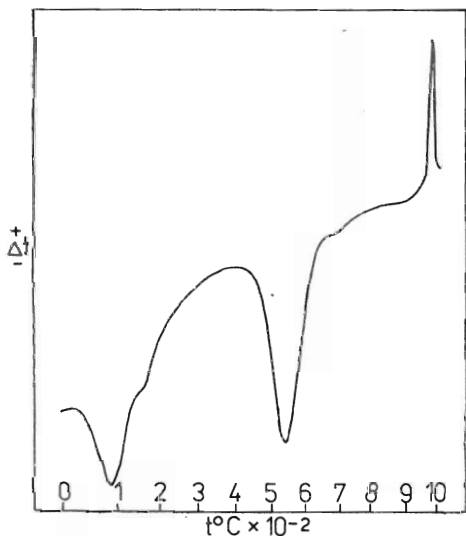
Fig. 9. Metahallaysite from Michalovce after hydrothermal process (350 °C 7 days). Photo by electron microscope on photographs No. 6, 8 and 9 correspond to 1 μm

tickej fázy indikujú malé endtermné výchylky v okolí 180 °C a 700 °C podobne ako pri produkte sféroidov s obsahom 30 % Al_2O_3 .

Zo sféroidov s obsahom 50 % Al_2O_3 vzniká ako reakčný produkt kaolinitická fáza s charakteristickým profilom krivky DTA.

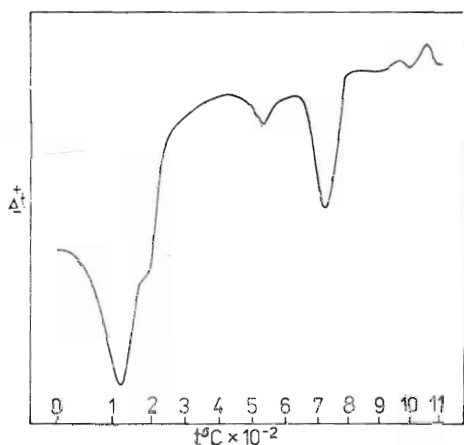
Krivka DTA reakčného produktu sféroidizovaného mulitu má priebeh vcelku

Z krivky DTA produktu vzniknutého hydrotermálnou premenou kremičitohlinitých sféroidov s obsahom 50 % Al_2O_3 je zrejmé, že na fázovom zložení produktu sa výrazne zúčastňuje kaolinitická fáza. Prítomnosť montmorillonit-



Obr. 10. Krivka DTA sféroidov SiO_2 s 30 % Al_2O_3 po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní)

Fig. 10. DTA curve of spheroides SiO_2 with 30 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350 °C, 7 days)



Obr. 11. Krivka DTA sféroidov SiO_2 s 37 % po hydrotermálnom procese (350 °C 7 dní)

Fig. 11. DTA curve of spheroids SiO_2 with 37 % Al_2O_3 after hydrothermal treatment (350 °C, 7 days)

zhodný s predchádzajúcim. Rozdiel je len v intenzite výchyliek.

Krivky DTA reakčných produktov po 14 dňoch hydrotermálneho procesu sa od predchádzajúcich podstatne odlišujú.

Analýza výsledkov

Podľa R. Roy a — E. F. Osborna (1954) vzniká hydralsit rozkladom kaolinitu. Za podmienok našich pokusov vzniká hydralsit spoločne s kaolinitom z metahalloyzitu Michalovce. Čiara 8,99 Å, nachádzajúca sa na väčšine rtg. difrakčných záznamov, patrí hydralsitu, ktorý vzniká štruktúrnou premenou (neoformáciou) sféroidov ako intermediárna fáza pravdepodobne pri tvorbe pyrofylitu. Z termodynamického hľadiska je halloyzit v porovnaní s kaolinitom menej stály. Preto skôr možno predpokladať vznik kaolinitu z halloyzitu. Niektorí autori, napr. Čuchrov et al. (1966), však uvádzajú možnosť vzniku halloyzitu z kaolinitu.

Napriek tomu, že pyrofylit a hydralsit reprezentujú — ako to vyplýva z lineárnej intenzity difrakčných čiar 9,4 Å, resp. 8,8 Å — len malý podiel vo fázovom zložení produktov, možno tieto fázy na rtg. difrakčných záznamoch zreteľne rozlíšiť. To je výhodné v prípadoch, keď je čiara pyrofylitu 3,02—3,07 Å za súčasnej prítomnosti montmorillonitu značne difúzna, prípadne keď interpretácia čiary hydralsitu v okolí 13θ je vylúčená pre koincidenciu s čiarou mulitickej fázy, ktorá môže byť prítomná, ak časť sféroidov za daných hydrotermálnych podmienok nezreagovala.

Bazálna čiara montmorillonitu, ktorý vzniká premenou sféroidov SiO_2 s obsahom 37 % Al_2O_3 , má hodnotu 15,2 Å. Na charakter bazálnej čiary vplýva zaiste aj disperzita reakčného produktu (R. Tettendorf — H. E. Roberson 1973). Ak sa porovná zloženie východiskového materiálu a beidellitu, v ktorom je podľa A. H. Weir — R. Greene — Kellyho (1962) značný podiel hliníkových iónov v tetraedrickej koordinácii, možno reakčný produkt hydrotermálnej premeny sféroidov pokladať za beidellitický montmorillonit. Túto interpretáciu podporuje aj profil krivky DTA, najmä nezvyčajný pomer výchyliek pri 540 °C a 710 °C. Poloha exotermnej výchylky závisí od fázového zloženia produktov. Ukázalo sa, že vo väčšine prípadov na detailnú interpretáciu kriviek DTA nemožno použiť údaje z literatúry.

Vznik kaolinitickej fázy zo sféroidov SiO_2 s obsahom 37 % Al_2O_3 po 14 dňoch hydrotermálneho procesu možno vysvetliť tým, že v dôsledku väčšej rýchlosti rozpúšťania kyslíčnika kremičitého vzniká reakčný produkt s vyšším mólovým pomerom S/A (7 dní), kým v dlhšom časovom intervale (14 dní) vchádza do roztoku väčší podiel kyslíčnika hlinitého, čím sa mólový pomer S/A reakčného produktu znižuje. Na fázové zloženie produktu vplýva zaiste aj merný povrch sféroidov, ktorý je závislý od granulometrického zloženia východiskového materiálu.

Exaktná identifikácia tyčinkovitých a vláknitých útvarov jednotlivých fáz reakčných produktov je možná iba pomocou elektrónovej difrakcie. Pri interpretácii ich morfológie je prijateľné tvrdenie autorov A. Mathieura — Sicauda — J. Meringa — I. Perrina — Bonneta (1951) a S. Hénina — J. Esquevina — S. Caillera (1954), podľa ktorých v mineráloch so štruktúrou, blízkou montmorillonitu tvar čiaštičiek značne závisí od vymeniteľného katiónu, resp. od skrútenia sa kryštálov okolo osí *a*,

Zistilo sa, že premenou kremičito-hlinitých sféroidov s rozličným obsahom Al_2O_3 vo vodnej suspenzii za hydrotermálnych podmienok pri teplote 350°C vznikajú väčšinou zmesi syntetických ílových minerálov — montmorillonitu a kaolinitu s podielom pyrofylitu, príp. hydralsitu. Zo sféroidov s obsahom 37% Al_2O_3 vzniká po 7 dňoch hydrotermálneho procesu montmorillonit. Z meta-halloyzitu Michalovce vzniká hydrotermálnou premenou kaolinit a hydralsit, ktorý je pravdepodobne prechodnou fázou vznikajúcou pri tvorbe pyrofylitu. Výrazne sa prejavil vplyv stupňa usporiadania kryštálovej štruktúry východiskového materiálu na fázové zloženie reakčného produktu hydrotermálneho procesu.

Doručené 5. XII. 1975

Odporučil V. Radzo

LITERATÚRA

- Ames, L. L. — Sand, L. B. 1958: Factors effecting maximum hydrothermal stability in montmorillonites. *Amer. Mineralogist* (Washington), 43, p. 641—648.
- Aomine, S. — Wada, K. 1962: Differential weathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hydrated halloysite. *Amer. Mineralogist* (Washington), 47, p. 1024—1048.
- Carr, R. M. — Fyfe, W. S. 1960: Synthesis fields of some aluminium silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 21, p. 99—109.
- Curtis, C. D. — Spears, D. A. 1971: Diagenetic development of kaolinite. *Clays Clay Miner.* (Oxford — New York), 19, No. 4, p. 219—227.
- Čuchrov, F. V. — Zvjagin, B. B. — Rudnickaja, E. S. — Ermilova, L. P. 1966: O prirode i genezise galluazitov. *Izv. AN SSSR, serija geol.* No. 5, s. 3—20.
- Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussman, J. 1962: *Rock forming minerals*, 3. London. Longmans, 270 p.
- Granquist, W. T. — Hoffman, G. W. — Boteler, R. C. 1972: Clay mineral synthesis — III. Rapid hydrothermal crystallization of an aluminian smectite. *Clays Clay Miner.* (Oxford — New York), 20, No. 5, p. 323—329.
- Grim, R. E. 1968: *Clay Mineralogy*. 2. ed. New York, Mc Graw-Hill, 596 p.
- Harman, M. 1969: Die selektive Löslichkeit als neue Methode zur Identifizierung des Allophans unter dem Elektronenmikroskop. *Geol. zbor. Slov. akad. vied, Bratislava* 20, 1, s. 153—162.
- Hénin, S. — Esquevin, J. — Caillière, S. 1954: Sur la fibrosite de certains minéraux de nature montmorillonitique. *Bull. Soc. franc. Minér. Crist. (Paris)*, 77, p. 491—499.
- Huang, W. H. — Keller, W. D. 1973: New stability diagrams of some phyllosilicates in the SiO_2 — Al_2O_3 — K_2O — H_2O system. *Clays Clay Miner.* (Oxford — New York), 21, No. 5, p. 331—336.
- Churchman, G. J. — Carr, R. M. 1972: Stability fields of hydration states of an halloysite. *Amer. Mineralogist* (Washington), 57, p. 914—923.
- Jéans, C. V. 1971: The neoformation of clay minerals in brackish and marine environments. *Clay Miner.* (Oxford — Edinburgh), 9, No. 2, p. 209—217.
- Keller, W. D. 1963: Hydrothermal kaolinization (endellitization) of volcanic glassy rock. *Clays Clay Miner. Proceedings Tenth Nat. Conference* (New York), 10, p. 333—343.
- Kittrick, J. A. 1969: Soil minerals in the Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O system and a theory of their formation. *Clays Clay Miner.* (Oxford — New York), 17, No. 3, p. 157—167.
- Koizumi, M. — Roy, R. 1959: Synthetic montmorillonoids with variable exchange capacity. *Amer. Mineralogist* (Washington), 44, p. 788—805.
- Konta, J. 1957: *Ílové minerály Československa*. Praha. Nakl. ČSAV, 319 s.

- Kraus, I. — Horváth, I. — Dobra, E. 1971: Ložiská fľových surovín na Slovensku. *Mineralia slov.*, 3, 12—13, s. 525—550.
- Kruglickij, N. N. — Marcin, I. I. — Ovčarenko, F. D. — Ničiporenko, S. P. 1965: Osobennosti obrazovaniya koaguljacionnyh struktur v dispersijach glinistych mineralov posle avtoklavnoj obrabotki. *Doklady AN SSSR (Moskva)*, 164, No. 6, s. 1251—1354.
- Mathieu-Sicaud, A. — Mering, J. — Perrin-Bonnet, I. 1951: Étude au microscope électronique de la montmorillonite et de l'hectorite saturées par différents cations. *Bull. Soc. franc. Minér. Crist. (Paris)*, 74, p. 439—455.
- Roy, R. — Osborn, E. F. 1954: The system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O . *Amer. Mineralogist (Washington)*, 39, p. 853—885.
- Scott, B. — Carruthers, T. G. 1969: Hydrothermal reactions and crystallographic relationships found during the reactive hot pressing of kaolinites. *Clay Miner. (Oxford — Edinburgh)*, 8, No. 1, p. 21—28.
- Števula, L. — Pisárčik, M. — Corba, J. 1975: Sfěroidizácia práškovitého alfa- Al_2O_3 . *Silikáty (Praha)*, 19, č. 2, s. 117—122.
- Tettenhorst, R. — Roberson, H. E. 1973: X-ray diffraction aspects of montmorillonites. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 58, p. 73—80.
- Weir, A. H. — Greene-Kelly, R. 1962: Beidellite. *Amer. Mineralogist (Washington)*, 47, p. 137—146.
- Winkler, H. G. F. 1967: *Die Genese der metamorphen Gesteine*. 2. Auflage. Berlin. Springer Verlag, 237 S.

THE FORMATION OF SYNTHETIC CLAY MINERALS FROM SILICA-ALUMINA SPHEROIDS UNDER HYDROTHERMAL CONDITION

L. ŠTEVULA — J. PETROVIČ — M. KUBRANOVÁ

By X-ray phase analysis the phase composition, morphology conditions and the thermal alternations of reaction products which formed under hydrothermal, (350 °C, 165 atm., 2, 7 and 14 days) from water suspension of synthetic silica-alumina spheroids (Al_2O_3 contents 30, 37, 50 and 60 %), spheroidized mullite, and original Michalovce metahalloysite were studied. It was found that mostly mixtures of clay minerals with prevalence of the montmorillonite and/or kaolinite phase and with a small proportion of hydralite or pyrophyllite were formed from the spheroids. Only montmorillonite was formed from spheroids containing 37 % Al_2O_3 . By hydrothermal alteration of the Michalovce metahalloysite hydralite and kaolinite were formed. The formation of the reaction products is significantly affected by the glassy character, chemical compaction, specific surface of the spheroids, and finally by the duration of the hydrothermal treatment.

Preložila E. Česánková

magmy oboch cyklov nezávislé. Alkalický vulkanizmus sa viaže na relatívne pevné časti zemskej kôry (centrálne masívy a bloky platformy na hraniciach gravitačných maxím). Kulisovitým pokračovaním Malého Kaukazu na juhovýchod je Talyš a potom Elbrus. Štyri tektonické zóny Malého Kaukazu patria k severnej časti stredozemnomorského orogénu s pohybom hmôt od juhu na sever.

Adžarsko-trialetská a somchetsko-gandžinská zóna zodpovedá pontidám, arménska zóna anatolidám a nachičevianska zóna tauridám. Sevanský priesmyk s ofiolitovou podzónou Arménska zodpovedá vardarskej zóne Juhoslávie. Anatolidy a tauridy zodpovedajú helenidám a dinaridám Juhoslávie. Stredohorskú zónu Bulharska možno porovnávať s rionokurskou zónou Malého Kaukazu. Balkán nepokračuje ďalej na východ. Pokračovaním mizijskej platne je skytská platforma. Súčasná depresia Čierneho mora sa začína v spodnom pliocéne.

K práci je pripojená autorova schéma tektonického rozdelenia Kaukazu z roku 1970, schéma vzťahov tektonických zón východnej Anatólie a Malého Kaukazu podľa predstáv Arniho, Ten Damu a Paf-fengolca z roku 1971 vo forme profilu a schéma štruktúrnych vzťahov príťahlých oblastí Čierneho mora autora z roku 1970.

L. Kamenický

M. I. Ismailov: „**Mineralogo-genetičeskije osobennosti skarnovo-redkometal'nych mestoroždenij Zapadnogo Uzbekistana**“. — Izdat. „Fan“, Taškent, 1975, 1975, 198 stran.

Potreba uvedenej knihy vyplynula z úkolů, ktorými byl pověřen Institut geologie a geofyziky Ch. M. Abdalajeva Akademie věd Uzbeké SSR. Tato instituce byla pověřena úkolem na základě zkušeností prospekčních i těžebních proveden v perspektivních oblastech Koitažského, Ljangarského rudního pole a Zírabulakských hor mineralogickou a geochemickou charakteristiku skarnových ložisek v Západním Uzbekistanu. Uvedené oblasti skarnových těles obsahují ekonomicky důležité zásoby wolfram-molybdenových a dalších deficitních surovin světové těžby. Při řešení tohoto úkolu spolupracovala celá řada vědeckých institucí a badatelů Sovětského svazu.

Po krátkém historickém úvodu následuje

duje stručná kap. 1 zabývající se globální geologicko-petrografickou charakteristikou Západního Uzbekistanu zvláště ve vztahu ke skarnům. V oblasti byla stanovena dvě strukturní patra; kaledonské a hercynské. K hercynskému patru přísluší plutony, ve kterých se nachází skarnové zrudnění metamorfního i metasomatického charakteru v karbonátových horninách, které jsou s nimi v kontaktu. Stručně jsou charakterizovány jednotlivé facie skarnových ložisek a specifičnosti základních ložisek jako je Igička, Tyn, Koitaš a Ljangar.

Nejobsáhlejší kapitola je věnována mineralogickým, genetickým a geochemickým zvláštnostem skarnových ložisek. Postupně jsou detailně zpracovány jednotlivé minerály moderními metodami. Podrobně jsou zpracovány: wollastonity, pyroxeny, granáty, vezuvity, amfiboly, skapolity, epidoty, molybdenit, pyrrhotin, chalkopyrit, vizmutové minerály, kalcit a další minerály. Většina těchto minerálů je charakterizována kompletními chemickými analýzami, optickými daty, údaji rentgenografickými a u kalcitu je řešen vztah mikrotvrdosti a velikosti zrn. Rovněž jsou řešeny základní koexistenční vztahy mezi hlavními minerály skarnů. Velkým přínosem je řešení vztahů aktuálních teoretických a praktických otázek současné genetické i aplikované mineralogie na problematice fylogeneze a ontogeneze jednotlivých minerálů.

Nejobsáhlejší se jeví strukturně-mineralogický přístup k problematice zatlačování kalcitového substrátu v procesu skarnové mineralizace. Na strukturních schématech minerálů, která vycházejí z reálných struktur je demonstrován mechanismus zatlačování. Je diskutováno zatlačování kalcitu wollastonitem, pyroxenátem; biotitu pyroxenem; živců pyroxenem, granátem; pyroxenů granátem. Pozornost je také věnována vzájemným texturním vztahům.

Další kapitola pojednává o etapách a stadiích mineralizace od magmatického k postmagmatickému procesu a cykličnosti alkalinity těchto procesů. Zonálnost postmagmatické mineralizace je převážně dána regionální zonálností, lokální zonálnost je podřízeného charakteru. Tzv. přechodná zonálnost tvoří přechod mezi uvedenými typy.

V části pojednávající o regionální zonálnosti jsou studovány petrologické závislosti hlavních horninotvorných minerálů jednotlivých ložisek ve vztahu vertikální

Pokračovanie na str. 378

RIEŠENIE HYDROGEOLOGICKÝCH POMEROV MAGNEZITOVÝCH LOŽÍSK NA PRÍKLADE LOŽISKA BURDA

(5 obr. a 1 tab. v texte)

DUŠAN CABALA*

Изучение гидрогеологических условий магnezитовых месторождений на примере месторождения Бурда

В работе анализируются гидрогеологические условия на магnezитовом месторождении Бурда и указывается на потребность проведения гидрогеологических работ на всех этапах геологической разведки а также и во время добычи на всех магnezитовых месторождениях.

Z mnohých magnezitových ložísk na Slovensku sa ťažilo v minulom storočí väčšinou povrchovými lomami. V súčasnosti, keď ťažba magnezitu podstatne vzrástla a našli sa nové ložiská, ide zväčša o podzemnú ťažbu.

Povrchová ťažba ložiska v Burde sa začala už v roku 1891 a ustavične sa zvyšovala až do roku 1917, keď bola ťažba magnezitu zastavená a obnovila sa až v roku 1946. Ložisko sa ťažilo povrchovým spôsobom až do roku 1952, keď sa prešlo na banský spôsob dobývania.

Prvé hydrogeologické práce na tomto ložisku vykonal v roku 1959 S. Klír. Jeho úlohou bolo objasniť celkové hydrogeologické pomery ložiska a jeho okolia. Výsledky hydrogeologických prác mali byť podkladom na nové otvorenie ložiska a na voľbu dobývacej metódy. V tom čase sa ťažilo len vo východnej časti ložiska (východne od potoka Blh) jamovým lomom, s bázou lomu okolo 340 m n. m. a z tejto úrovne 327—351 m n. m. Vzhľadom na to, že väčšia časť ložiska bola pod úrovňou erozívnej základne (pod potokom Blh) a karbonátové polohy skrasovatené, vzniklo trvalé nebezpečenstvo pri všetkých banských prácach. Potvrdzujú to aj prievaly povrchovej vody do banských priesktorov po tektonických poruchách a skrasovatených dutinách v rokoch 1952 až 1953. Miesta prievalov sa museli veľmi práce utesniť a koryto potoka sa muselo zregulovať.

Prítoky podzemnej vody do banských diel neboli v tom čase sústredené a mali pomerne malú výdatnosť. Výnimkou boli tektonicky porušené pásma, v ktorých sa výraznejšie prejavili drenážne účinky a obeh podzemnej vody. Priemerný prítok podzemnej vody do banských diel bol okolo 300 l/min. V tom čase ešte banské práce späté s dobývaním ložiska neznačili veľký zásah do režimu podzemnej vody. Mimoriadnu pozornosť vyžadovali však práce

* RNDr. Dušan Cabala Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves.

v blízkosti potoka.

V ďalšom období, najmä v rokoch 1966—1967, vykonával hydrogeologické práce v rámci predbežného a podrobného geologického prieskumu ložiska M. Lukaj. Práce sa zamerali najmä na východnejšiu časť ložiska. Bolo vyhľbených veľa povrchových vrtov, východná časť ložiska bola preskúmaná vo výškovej úrovni 370 m n. m. (štôlna Štefan) a z výškovej úrovne 300 m n. m. (III. horizont). Z týchto banských diel boli realizované prieskumné úzkopriemernové vrty, prekopy a pod.

Okrem základných hydrogeologických pozorovaní sa v niektorých vrtoch vykonali informatívne čerpacie skúšky pomocou kalovky a režimné merania prítokov podzemnej vody na treťom horizonte.

Z úrovne štôlny Štefan boli pozorované nesústredené a veľmi malé prítoky podzemnej vody, ktoré sa po rozfárání ložiska v nižších úrovniach stratili. Z pozorovania na treťom horizonte vyplynulo, že sa prítoky sústreďujú na poruchových pásmach v karbonátoch, vo väčšej či menšej miere skrasovatených, v ktorých dochádzalo k prievalom vody.

Na úrovni III. horizontu bol zistený maximálny prítok podzemnej vody 702 l/min.

Predpokladaná infiltračná oblasť do ložiska je v mieste výskytu bridličnatých vápencov, ktoré sú južne od ložiska, a z potoka Blh pozdĺž tektonickej poruchy, ktorou potok preteká.

M. Lukaj ďalej predpokladal, že sa podzemná voda dostáva do ložiska i z okolitých fylitických hornín, v ktorých sa, najmä v poruchových zónach, sústreďuje.

Naposledy v roku 1973 skúmal hydrogeologické pomery ložiska Burda D. C a b a l a. V tom čase bolo ložisko rozfárané v úrovni III. horizontu. V podloží ložiska bola vyrazená slepá šachta z úrovne štôlny Štefan po VII. horizont (200 m n. m.). Pri razení západného prekopy z podložia do ložiska v úrovni V. horizontu bola objavená podzemná voda prievalového charakteru so začiatočným prítokom okolo 7900 l/min. Tento prieval podzemnej vody postupne zatopil VII. a V. horizont a hladina v šachte Nová jama sa ustálila 10 m pod úrovňou III. horizontu. Za pomerne krátke obdobie sa prieval podzemnej vody prejavil stratou prítokov na III. horizonte. Dôsledkom odčerpávania podzemnej vody zo zatopených priestorov bol na mnohých miestach, najmä na spojovacej chodbe medzi šachtami Burda a Nová jama (III. horizont), pokles počvy. V miestach krasových dutín vznikali prepadliská a v banských dielach početné trhliny a porušenia, ktoré ich vyradili z prevádzky.

Po sprístupnení V. horizontu boli v čelbách vyhľbené hydrogeologické vrty, v ktorých sa sledoval charakter hornín v mieste prievalu. Vo všetkých vrtoch bol zachytený silne kavernózný magnezit a spozorované prítoky vody. Potvrdil sa výskyt kavernóznych magnezitov a spojenie podzemných vôd vo väčšom priestore.

Stručná geologická a tektonická charakteristika ložiska

Vlastné ložisko tvorí karbonátová poloha gemeridnej karbónskej série, ktorú reprezentujú lavicové dolomity s prímiesou grafitického pigmentu a grafitických fylitov. Magnezit uprostred masy dolomitov vytvára nepravidelné polohy pretiahnuté v smere a sklone ložiska. Je strednokryštalickej až hrubokryštá-

lickej zrnitosti a vytvára rozmanité agregáty sivej farby.

V nadloží a podloží tohto karbonátového telesa sa vyskytujú grafitické, sericiticko-kremité fylity, piesčité fylity a bridličnaté vápence. Generálny sklon ložiskovej polohy je SV — JZ s úklonom od 25 do 55°. V celom komplexe hornín vidieť okrem bridličnatosti a vrstvitosti výrazné tektonické línie prešmykového rázu a zlomy generálneho smeru S — J a SV — JZ so strmými sklonmi.

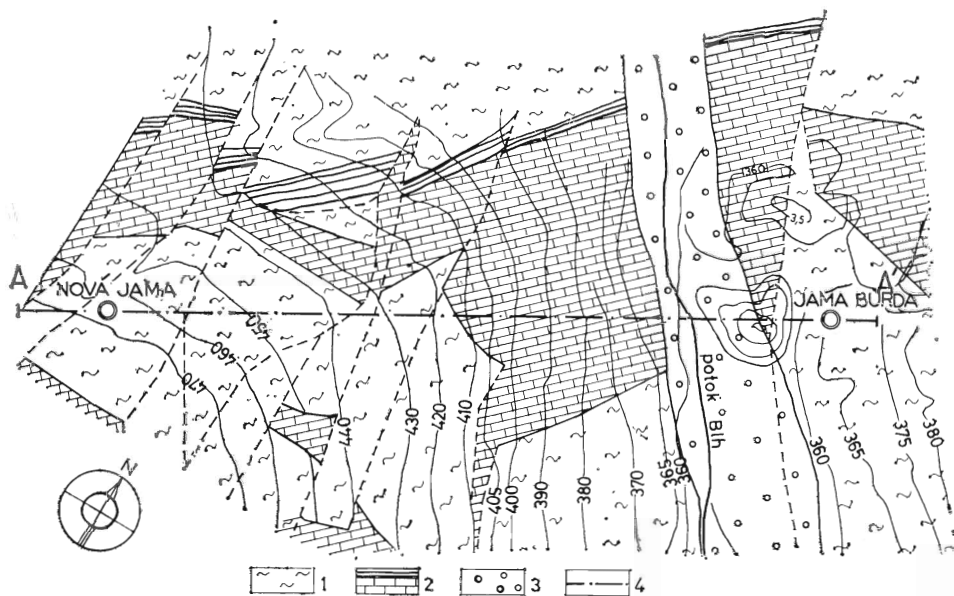
V tektonicky porušených karbonátoch sa následkom cirkulácie podzemnej vody vyvinuli krasové dutiny, kaverny a krasové fenomény komínového a špiřalového tvaru v šírke niekoľko metrov.

Geologické pomery ložiska zobrazuje obr. 1 a 2.

Hydrogeologické pomery ložiska

Horniny vyskytujúce sa v ložisku, v jeho nadloží a podloží sú charakteristické puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou, ktorá nie je súvislá. Je vyvinutá najmä na tektonicky porušených horninách. Pribeh horizontov podzemnej vody podmieňuje miestna konfigurácia, tektonická expozícia a charakter puklín čo do zvetrávania a výplne. Priepustnosť vlastných karbonátových hornín je ovplyvnená skrasovatením, ktoré je tiež nesúvislé a viaže sa na pribeh tektonických porúch a ich puklín.

Krasové útvary sú spravidla malé. Tam, kde sú pukliny, plochy vrstvitosti



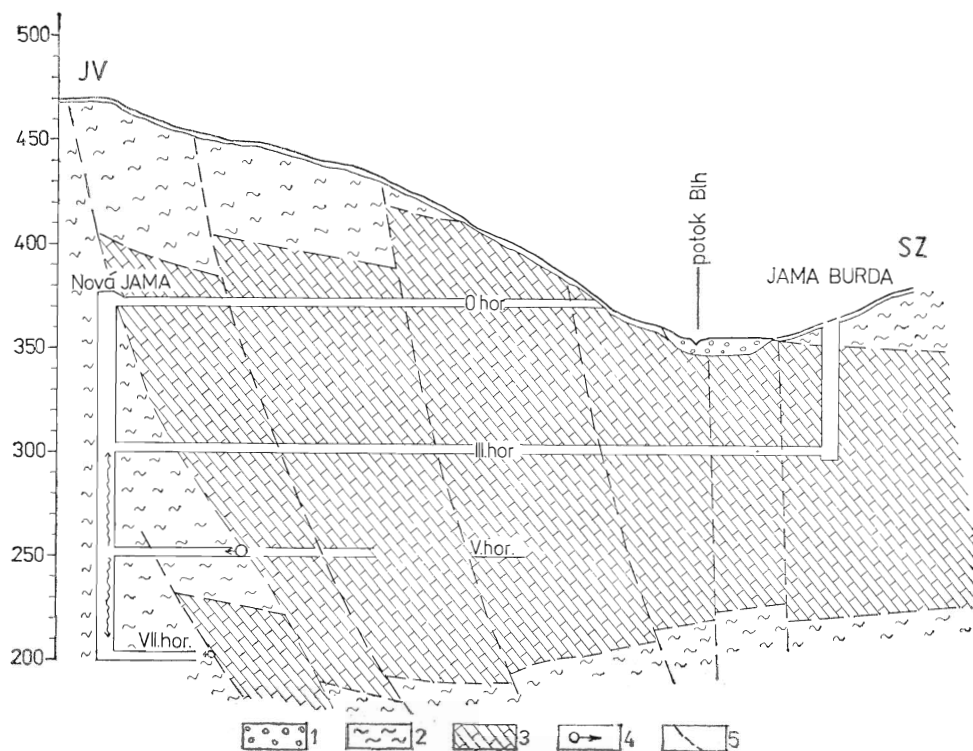
Obr. 1. Schematická geologická situácia ložiska podľa J. Zlochu 1966, M = 1 : 5000
1 — fylity, 2 — karbonáty, 3 — kvartér, 4 — geologický profil

Fig. 1. Schematic geological situation of the deposit according to J. Zlocha 1966, M = 1 : 5000

1 — phyllite, 2 — carbonate, 3 — Quaternary, 4 — geological profile

a bridličnatosti rozpúšťaním a vylúhovaním podzemnou vodou čiastočne rozšírené, sú priestupnejšie. V horninách vo veľkej miere porušených systémom tektonických porúch sa vyvinuli krasové útvary veľkých rozmerov (tzv. krasové fenomény) vo forme komínov. Tie umožňujú lepšiu cirkuláciu podzemnej vody a v hlbších partiách sú veľmi dobre zvodnené. Doterajšie pozorovania počas dlhodobej banskej činnosti ukázali, že skrasovanie hornín nie je rovnomerné. Tá istá tektonická porucha je na jednom mieste výrazne rozšírená, zatiaľ čo na inom mieste skrasovanie nezasiahlo. Mnohé poruchové zóny a na ne sa viažúce skrasovanie majú samostatný hydraulický režim. V horninách sa môžu vyskytovať úseky, ktoré sú veľmi málo priepustné až nepriepustné. Boli pozorované väčšinou sústredené prítoky podzemnej vody, z ktorých mnohé mali prievalový charakter. Dobré zvodnené sú horniny na styku fylitov s karbonátmi.

Tektonické porušenie hornín, skrasovanie karbonátového súvrstvia a priebeh krasových fenoménov silne ovplyvňujú hydrogeologické pomery ložiska a vyvolávajú trvalé nebezpečenstvo pri všetkých banských prácach. Preto treba



Obr. 2. Schematický geologický profil A — A', M = 1 : 5000/4000

1 — kvartér, 2 — fylity, 3 — karbonáty, 4 — prítok podzemnej vody, 5 — tektonická porucha

Fig. 2. Schematic geological profile A — A', M = 1 : 5000/4000

1 — Quaternary, 2 — phyllite, 3 — carbonate, 4 — inflow of ground water, 5 — tectonic fault

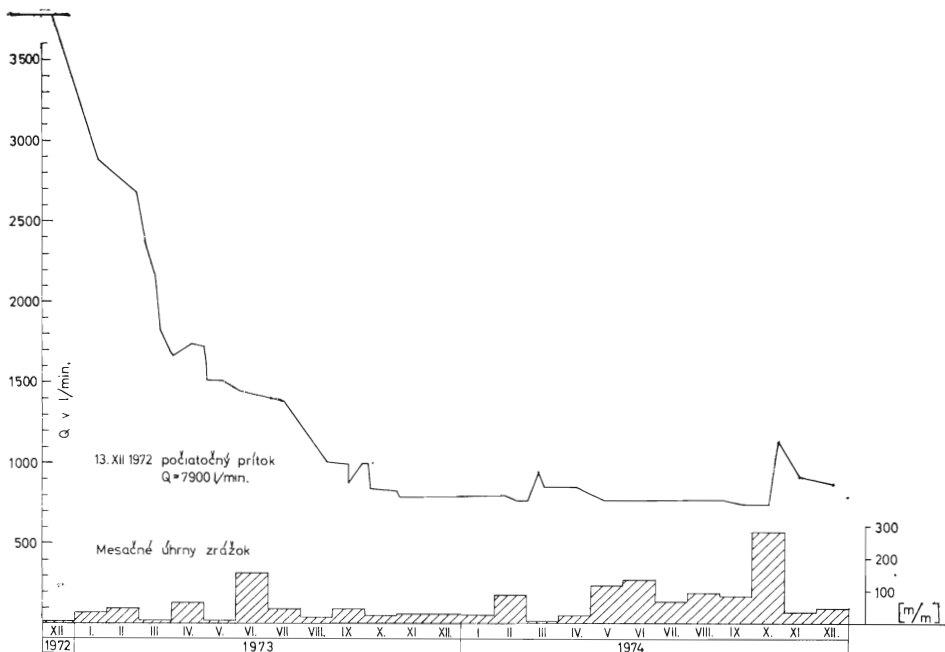
tejto problematike venovať sústavne zvýšenú pozornosť.

Úlohou hydrogeologického prieskumu ložiska Burda v roku 1973 bolo:
a) zistiť možnosť presakovania povrchovej vody z potoka do banských diel;
b) zistiť, z akých zásob podzemnej vody pochádzajú prítoky do banských diel;
c) na základe predchádzajúcich zistení urobiť návrh opatrení proti prievalom podzemnej vody na V., resp. VII. horizonte.

Na splnenie tejto ťažkej a zodpovednej úlohy bolo treba zhodnotiť všetky hydrogeologické faktory, zistené skutočnosti počas doterajšej ťažby, najmä sledovať veľkosť prítokov podzemnej vody, sledovať chemizmus podzemnej a povrchovej vody a zhodnotiť odčerpávanie podzemnej vody zo zatopených priestorov po prievale (podzemná voda sa odčerpávala zo šachty Nová jama a odčerpávanie bolo prispôsobené charakteru čerpacej skúšky z vrtu s konštantnou výdatnosťou).

Pred prievalom podzemnej vody v roku 1972 boli na III. horizonte spozorované väčšie prítoky podzemnej vody v severovýchodnej a juhozápadnej časti ložiska, t. j. v blízkosti nadložia a podložia ložiska. Pri razení spájacej chodby v úrovni III. horizontu medzi šachtami Nová jama a Burda sa urobili opatrenia proti možnému prievalu povrchovej vody z potoka Blh. V skutočnosti k prievalovému ani väčšiemu prítoku vody v tejto chodbe pod potokom nedošlo. Po vyrazení chodby na tomto mieste vznikli iba nesústreďené prítoky podzemnej vody a zamokrené miesta so sumárnou výdatnosťou maximálne 12 l/min.

Z našich zistení vychodí, že povrchová voda z potoka infiltruje do banských



Obr. 3. Celkové prítoky podzemnej vody do ložiska za obdobie 1972—1974

Fig. 3. Total of ground-water inflow into the deposit for the period 1972—1974

diel len v nepatrnej miere a že aluviálne náplavy a tektonická porucha, ktorá prebieha alúviom, sú prakticky nepriepustné. Nie je však vylúčené, že v iných úsekoch môže byť priepustnosť vyššia.

Celkový prítok podzemnej vody do ložiska meraný v úrovni V. horizontu po prievale mal klesajúcu tendenciu (obr. 3) a bol odčerpávaný prevažne zo statických zásob. Prítok sa zhruba ustálil na 800 l/min a dnes ho reprezentujú dynamické zásoby podzemnej vody. Závislosť podzemnej vody od povrchových zrážok je nepatrná a prejavuje sa len vo zvlášť mokrych obdobiach (napr. v roku 1974).

Infiltračná oblasť vody ložiskovej oblasti sa predpokladá v bridličnatých vápencoch v južnej časti ložiska (v nadloží). Čiastočne sa na infiltrácii zúčastňujú aj tektonické línie vychádzajúce až na povrch. V súčasnosti podporuje dobrú infiltráciu vody aj pomerne veľká rozfáranosť ložiska.

Odčerpávanie podzemnej vody zo šachty Nová jama medzi III. a V. horizontom (obr. 4) umožnilo charakterizovať zvodnené ložiskové prostredie a vplyv geologických pomerov na neustálený priebeh odčerpávania podzemnej vody.

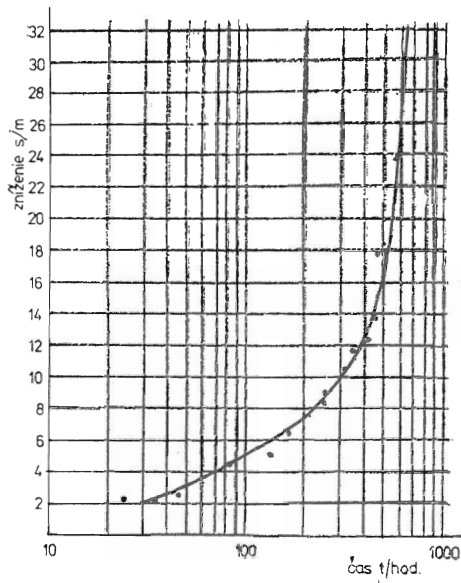
Grafický priebeh čerpania dokumentuje režim uzavretej štruktúry s veľmi pomalým prúdením a prevažne so statickými zásobami podzemnej vody.

Straty prítokov podzemnej vody na III. horizonte po prievale, skrasovatené karbonáty zachytené horizontálnymi vrtní na V. a VII. horizonte a prítoky

podzemnej vody svedčia o možnosti spojenia krasových útvarov vyplnených podzemnou vodou na väčších úsekoch, a tým aj o možnosti výskytu väčšieho množstva statickej vody. Prepojenie je najpravdepodobnejšie na kontakte s nadložím alebo podloží, na styku fylitov a karbonátov.

Veľkým prínosom pri riešení hydrogeologických pomerov ložiska bolo zisťovanie chemizmu podzemnej a povrchovej vody. V sledovanom období sa režimne odoberali vzorky povrchovej a podzemnej vody na III. a V. horizonte a z potokov. Povrchová voda sa vyznačuje slabou mineralizáciou (do 100 mg/l), zložitým hydrogeochemickým typom a nestálou teplotou. Poukazuje na obeh v zložitých geologických podmienkach, od karbonátov až po pestré fylity.

Naproti tomu ložisková podzemná voda má podstatne vyššiu mineralizáciu (930—1002 mg/l) a pomerne stálu teplotu (12—13 °C). Vyššia mineralizácia a nízky obsah CO₂ svedčia o pomalom obehu podzemnej vody v kontakte s horninovým prostredím. Chemizmus podzemnej vody je podmienený



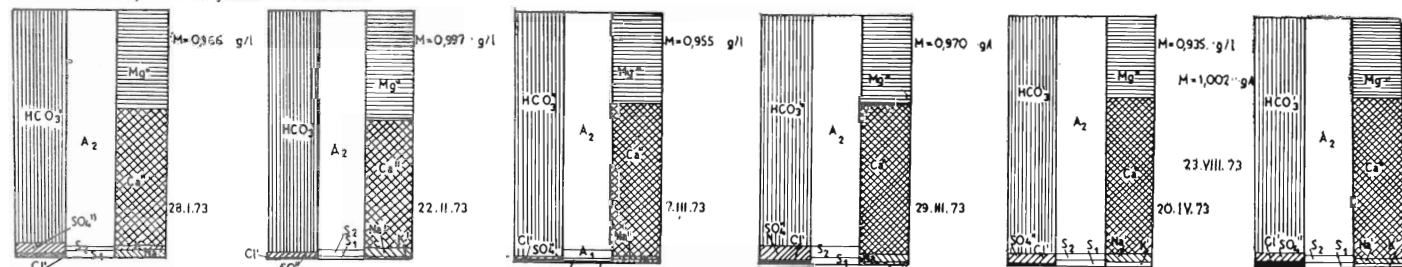
Obr. 4. Grafický priebeh odčerpávania podzemnej vody po prievale z III. po V. horizont v šachte Nová jama (Q priemerné — 2100 l/min.)

Fig. 4. Graph showing the drawing of ground water into the breach from the third up to the fifth horizon in the Nová jama shaft (Q average — 2100 l/min.)

Obr. 5. Palmerove diagramy chemizmu podzemnej a povrchovej vody

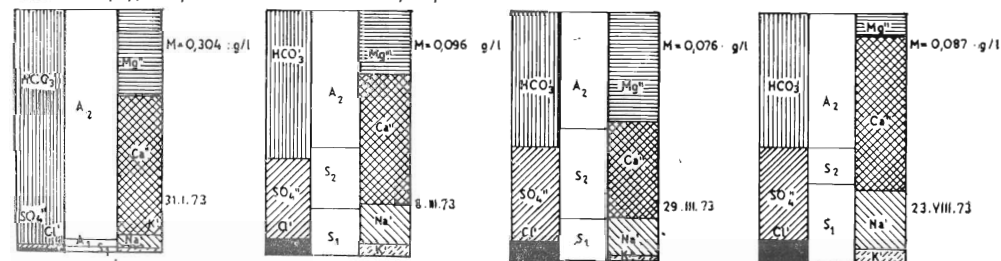
Fig. 5. Palmer diagrams of the chemical composition of ground water and surface water

Ložiskové vody - Nová jama - V. horizont



Podzvrata z spojprekopu

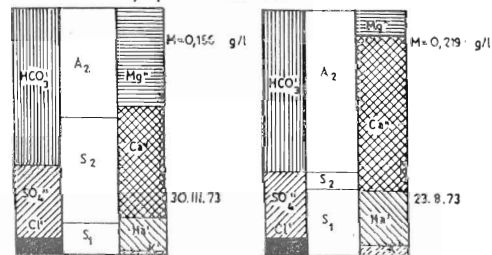
Povrchové vody - potok Blh



Vysvetlivky:

- Cl^-
- SO_4^{2-}
- HCO_3^-
- K^+
- Na^+
- Ca^{2+}
- Mg^{2+}
- S_1 1.salinita ($\text{NaCl}, \text{Na}_2\text{SO}_4$)
- S_2 2.salinita - stála tvrdosť ($\text{CaCl}_2, \text{CaSO}_4, \text{MgCl}_2, \text{MgSO}_4$)
- A_1 alkalita ($\text{Na}_2\text{CO}_3, \text{NaHCO}_3$)
- A_2 prechodná tvrdosť ($\text{Ca}/\text{HCO}_3/2$, $\text{Mg}/\text{HCO}_3/2$)

Povrchové vody - potok Krokavka



Palmerové diagramy chemizmu podzemných a povrchových vôd.

Tab. 1

Lokalita	Mineralizácia	pH	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂	Mg/Ca	SO ₄ /M	Teplota	Dát. odb.
Burda-jama	0,966 g/l	6,9	2,077	2,390	—	95,5	0,60	0,0226	13 C	21. 1. 73
Burda-jama	0,997	7,1	1,93	2,01	—	95,38	0,69	0,0202	21,5	22. 2. 73
Burda-jama	0,955	7,7	0,371	—	1,91	98,22	0,58	0,0181	13	7. 3. 73
Burda-jama	0,970	7,9	2,60	3,80	—	93,72	0,61	0,028	12,3	29. 3. 73
Burda-jama	0,935	7,8	2,68	2,01	—	95,29	0,49	0,0216	12,6	20. 4. 73
Burda-jama	1,002	6,9	3,11	1,95	—	95,92	0,48	0,0225	12,5	23. 8. 73
Potok Blh	0,304	8,0	1,56	—	2,87	95,17	0,63	0,0812	6,0	31. 1. 73
Potok Blh	0,096	7,8	20,45	25,45	—	53,9	0,41	0,21	3,5	8. 3. 73
Krokavka	0,076	6,9	16,20	38,85	—	45,12	0,72	0,527	6,8	29. 8. 73
Krokavka	0,156	8,2	14,73	43,40	—	66,56	0,62	0,0635	7,5	29. 3. 73
Krokavka	0,219	7,8	27,96	5,52	—	66,47	0,31	0,0504	15,0	23. 8. 73

ný najmä rozpúšťaním kalcitu a dolo-
mitu, ktoré sú dominujúcimi zložkami
v soľnom obsahu vody. Hydrogeoche-
mický typ je výhradne bikarbonátovo-
vápenatý, s vyšším obsahom horčíka.
Základné geochemické parametre vy-
braných vôd sú v tab. 1 a v Palmero-
vých diagramoch (obr. 5).

Na základe porovnania chemizmu
podzemnej vody ložiska napríklad
s chemizmom podzemnej vody dolo-
mitových a vápencových komplexov
Muránskej planiny (s mineralizáciou
len okolo 400 mg/l) možno konštato-
vať, že podzemná voda má v ložisku
hlbší obeh.

Úlohou režimného pozorovania che-
mizmu vody bolo zistiť, či do ložiska
priamo infiltruje povrchová voda. Pri
priamej infiltrácii povrchovej vody by
sa následkom riedenia znižovala mine-
ralizácia ložiskovej podzemnej vody.
Zistená chemická stálosť podzemnej
vody vylučuje jej priame dopĺňanie
povrchovou vodou.

Chemizmus podzemnej vody zo spá-
jacieho priekopu pod vrchovým tokom
poukazuje na rozpúšťanie hornín vo
vode presakujúcej po III. horizont (cel-
ková mineralizácia je 300 mg/l).

Ložisko magnezitu v Burde má zlo-
žitý hydrogeologický pomery, v kto-
rých možno nájsť statickú podzem-
nú vodu z krasových fenoménov.
V súčasnosti je ustálený dynamický
prítok okolo 1000 l/min. Hydrogeolo-
gická zložitosť ložiska sa bude zväč-
šovať pri dobývaní vo väčších hĺbkach.

Pri zisťovaní hydrogeologických po-
merov na takýchto ložiskách zvyčajne
nemožno použiť bežné prieskumné me-
tódy. Spôsobuje to nerovnomerne vy-
vinutá puklinová priepustnosť a roz-
fárane ložiska. Najlepšie sa osvedčujú
metódy režimných pozorovaní (príto-
kov podzemnej vody a chemizmu vo-
dy). Veľkým prínosom môže byť po-
užitie metód neustáleného prúdenia

pri čerpacích skúškach, ktoré dovoľuje charakterizovať ložiskové zvodnené prostredie v časti ložiska.

Doručené 30. 6. 1975

Odporučil A. Porubský

LITERATÚRA

- C a b a l a, D. 1973: Hydrogeologické zhodnotenie ložiska magnezitu Burda (Záverečná správa.) Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 9—13.
- K l i r, S. 1959: Hydrogeologie Burda (Záverečná správa.) Manuskript — Geofond, Bratislava, 5, 6, 19 s.
- L u k a j, M. 1968: Záverečná správa z etapy podrobného a predbežného prieskumu s výpočtom zásob so stavom ku dňu 1. 1. 1968, Burda — Poproč, Burda — Rovné, magnezit. Manuskript — Geofond, Bratislava, s. 20, 54, 133—150.

ON THE SOLUTION OF THE HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF MAGNESITE DEPOSITS, DEMONSTRATED ON THE BURDA DEPOSIT (SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE Mts.)

DUŠAN CABALA

The complicated hydrogeological conditions of magnesite deposits in the past have been solved usually after breakdown situations only.

The Burda magnesite deposit can serve as an example of a necessity for executing hydrogeological works, where in 1972 inrush of underground water with a rate of inflow of 7 900 l/min has been tapped. Due to this inrush of water an overflowing of mining spaces took place having been out of exploitation for a long time. The subject deposit has complicated hydrogeological condition, incontinuous joint and karst permeability being developed on dislocations and joints predominantly. This time the underground water inflow to the deposit range about 1000 l/min and there are possibilities of underground water tapping coming from karst formations.

In the course of verification of the hydrogeological conditions, regime observations of the underground water inflows and chemism were proved as very convenient.

Using of the methods of nonsteady flowing at he pumping tests is considered as a great contribution in solving this question especially as to the close characteristics of the deposit environment.

Preložil autor

Dokončení zo str. 368.

kálných a horizontálnych vzdáleností k materským masívum.

V kap. 4 diskutujúci spôsoby krystalizácie scheelitu a molybdenitu v postmagmatickém procese se hovoří o dvou základních typech wolframového zrudnění. Kromě toho byly detailně studovány čtyři generace scheelitu, přičemž poslední je současná s krystalizací molybdenitu.

Prospekčně nejdůležitější je kap. 5 zabývající se mineralogickou indikací skrytých wolfram-molybdenových ložisek. Jsou probírány typomorfní specifičnosti minerálů, jejich paragenese s cílem pro využití jakožto indikátorů ekonomicky významných obsahů wolframu a molybdenu. Různé typy zónalnosti žil a prožilků jsou též jedním z význačných kritérií, vedle minerální paragenese, při hodnocení rudonosti. Se zvláštní pozorností jsou sledovány specifičnosti metamorfogenních kalcitů, přičemž jsou pokládány za důležitý prvek indikující zrudnění.

Neoddělitelnou součástí této kapitoly jsou praktická doporučení autora a návod konkrétního postupu komplexního vyhledávání tohoto typu skarnového zrudnění.

V závěru jsou shrnuty výsledky výzkumu skarnů Západního Uzbekistanu. Vhodnou formou jsou sklobeny výsledky literární, teoretické, praktické a v neposlední řadě jsou zhodnoceny i faktory ekonomické.

Pavel Kašpar — Jaromír Ulrych

Sborník: Metasomatizmus i rudobrazovanie. Izdatel'stvo Nėdra 1975, 280 stran.

Potreby praxe vyvolaly v posledních desetiletích nutnost výzkumu okoložilných přeměn hornin a v době poměrně nedávné se zájem soustředil na výzkum metasomatismu zvláště ve vztahu ke vzniku rud. Tyto problémy byly řešeny na pravidelných konferencích v Leninogradě v letech 1963, 1966 a 1972. Recenzovaná kniha za redakce Ju. V. Kazicyna byla zpracována na základě materiálů třetí všesvazové konference v r. 1972 věnované problematice vztahu metasomatismu a vzniku rud.

Výrazným rysem knihy je řešení problémů vztahu metasomatismu a rud nejen na základě obvyklého klasického fyzikálně-chemického přístupu, ale zvláště

ve vztahu k historicko-geologickým aspektům, tj. pozici závislosti na podmínkách v daném úseku geologické historie vývoje zemské kůry v dané oblasti a zejména v návaznosti metasomatismu na geologické jevy jako je magmatismus, metamorfosa a paleosedimentologie. Tento určující směr sovětských geologů bezprostředně navazuje na základy systematického výzkumu položené W. Lindgrenem. Daný petrologický přístup se rozpadá do dvou výkumných směrů. První z nich lze nadneseně nazvat topologický v čase a prostoru. Druhý směr vyzdvihuje roli metasomatismu při mobilizaci rudních složek v počátečních, tj. progresivních stádiích metasomatismu přecházejících až do regresivních fixačních stádií rudního procesu. Tento princip je základem veškerých metalogenetických prognóz. Ve sborníku jsou samozřejmě řešeny i základní otázky metasomatosy jako morfologie, zónalnost, vztah rudonosti k formační analýze, dále vztah rudonosti k fyzikálně-chemickým parametrům materských hornin a některé nové směry v oblasti teorie metasomatických procesů. Kniha je účelně rozdělena do čtyř základních okruhů otázek. První z nich, historicko-geologický směr ve studiu metasomatismu se zabývá nejbecnějšími vztahy výskytu rud v prostoru a čase v návaznosti na nejširší škálu geologických procesů. Druhý oddíl, zonalita okoložilných metasomatitů, se zabývá konkrétními problémy na jednotlivých ložiskách rud v SSSR. Práce jsou natolik odborně fundovány, že svým významem přerůstají do obecné roviny. Nejobsáhlejší oddíl knihy je věnován problémům týkajících se zákonitostí a typů metasomatosy ve vztahu k matečným horninám, geologické formační analýze a topologických vlivům. V teoretickém oddílu sborníku jsou soustředěny příspěvky pojednávající o nových perspektivních směrech ve výzkumu metasomatismu. Zvláště jsou vyzdvihovány krystalochemické aspekty výzkumu metasomatismu zejména s ohledem na mechanismus zatlačování a iontových výměn. Neobvyklým způsobem je diskutována problematika fázového pravidla ve vztahu k metasomatickým systémům a statistické metody hodnocení mobility jednotlivých komponent.

Práce je zakončena bohatým soupisem literatury majícím 344 položek sovětské a zahraniční literatury.

Pavel Kašpar — Jaromír Ulrych

KRONIKA

Vedecké výskumy Jozefa Szabóa v banskoštiavnickom rudnom revíre (k 80. výročiu úmrtia)

IVAN HERČKO

Druhá polovica 19. storočia zaznamenala v rozvoji geológie v banskoštiavnickom rudnom revíre najvýraznejšie zmeny najmä v ostatnom storočí, keď tu vznikalo nové odvetvie — banská geológia, vyvíjajúce sa z praktických potrieb baníctva na účely banskej prevádzky. Toto odvetvie geológie, týkajúce sa poznania podstaty, vzniku a rozmiestnenia ložísk nerastných surovín, sa v celouhorskom meradle intenzívne vyvíjalo od roku 1871, keď na základe nariadenia kráľovského ministerstva financií z 18. júla 1871 vznikol z podnetu ministerského radcu Antona Pécha prvý ústav banskej geológie v Uhorsku. Bolo to banksogeologické oddelenie pri ministerstve financií v Pešti. Na miesta bankských geológov nastúpili dvaja, neskôr preslávení geológovia Alexander Gesell a František Pošepný. O sedem rokov neskôr opäť zásluhou bankského riaditeľa Antona Pécha bolo pri štátnom banskom riaditeľstve v Banskej Štiavnici zriadené samostatné geologické oddelenie a predajňa minerálov, ktoré až do odchodu do výslužby viedol bankský geológ Ľudovít Cseh. Tým nastal vo vývoji geológie ešte výraznejší obrat. To je jeden z dôvodov, pre ktorý možno oblasť Banskej Štiavnice právom pokladať za najvýznamnejšiu v Uhorsku. V nej sa položili základy banksogeologických výskumov a mapovania. Geologické štúdium okolia Banskej Štiavnice v porovnaní s inými, z geologického hľadiska rovnako dôležitými oblasťami, malo vysokú vedeckú úroveň najmä preto, že sa geológovia mohli opierať aj o poznatky z bankských diel.

Na prvý komplexný geologický výskum a spracovanie geologických a ložiskových pomerov okolia Banskej Štiavnice sa podujala už v roku 1875 Banskostoštiavnická lekárska a prírodovedná spoločnosť, ktorá touto úlohou poverila profesora geológie na banskej akadémii Benjamína Winklera. Ten úlohu prijal, ale neskôr od nej pod vplyvom veľkej autority budapeštianskeho univerzitného profesora Jozefa Szabóa dobrovoľne odstúpil.

Práca J. Szabóa v tejto oblasti bola mimoriadne záslužná. Jeho náhľady, dozrievajúce v predchádzajúcom bádanií vulkanitov, našli uplatnenie práve v štiavnickej oblasti a vyvrátili dovtedy nesprávne názory na geologickú stavbu oblasti. Tým urobil J. Szabó veľkú službu aj pre vtedajší uhorský geologický výskum, v ktorom sa jeho vplyv uplatňoval čoraz výraznejšie.

Výsledkom úspešnej práce profesora J. Szabóa v okolí Banskej Štiavnice sú početné geologické mapy, profile a predovšetkým monografické spracovanie geologických pomerov oblasti. Tieto práce sú aktuálne pri štúdiu geologických pomerov aj dnes. Veľký význam majú pre poznávanie historického vývoja geologických výskumov na Slovensku, ale najmä geologickej stavby Štiavnického pohoria.

Od študijnej cesty francúzskeho geológa a mineralóga F. S. Beudanta na Slovensko roku 1818 sa na stredoslovenské neovulkanity sústreďovala stále väčšia pozornosť geológov.

Geologické pomery banskoštiavnickej oblasti sa vtedy na rozdiel od geologických

pomerov vulkanických skupín podunajskej, mátranskej alebo prešovsko-tokajskej všeobecne pokladali za mimoriadne zložité. Vlastnému terénnemu a laboratórnemu výskumu hornín banskoštiavnickej oblasti venoval J. Szabó 13 rokov (1877—1890), pričom prevažnú časť terénnych výskumov na povrchu i v podzemí robil na základe bohatých praktických skúseností banský geológ Ludovít Cseh. L. Cseh pracoval veľmi intenzívne aj na zostavovaní geologických máp a profilov.

Svoje výskumné práce v štíavnickej oblasti začal J. Szabó prieskumom lokalít, ktoré uvádzali jeho predchodcovia Beudant (1822), David (1829), Pettko, (1853), Richt-hoffen (1860), Andrian (1866), Lipold (1867), Zeiler a Henry (1873), Judd (1876) a Rath (1877, 1878). Na jar roku 1877 podnikol študijnú cestu do Banskej Štiavnice. Zameral ju nielen na povrchové štúdium, ale aj na prieskum v podzemí, aby tak na známych miestach získal orientačné údaje. Predbežné výsledky zo svojej cesty predniesol na zasadnutí Uhorskej geologickej spoločnosti v Budapešti 9. januára, 6. februára a 6. marca 1879. Všímal si najmä vzájomný prenik hornín, a to čadiča v andezite v Kysihýbli, typy andezitov v okolí Sitna, vznik andezitov a ryolitov a podrobnejšie študoval horniny v Dedičnej štólni cisára Jozefa II. Študoval aj procesy propylitizácie andezitov, pričom potvrdil, že je to solfatárová variácia niektorého typu andezitu, lebo samostatná formácia zelenokameňa (grünsteinu) ako hornina z hľadiska petrografie neexistuje.

Z výsledkov geologických výskumov, ktoré začal robiť J. Szabó od roku 1877, sa roku 1881 zrodila jeho prvá podrobná farebná geologická mapa bližšieho okolia Banskej Štiavnice v mierke 1 : 14 400 (6 listov). ňou sa preslávil na Medzinárodnom geologickom kongrese v Bologni. Vyčlenil v nej štyri typy vulkanických hornín, ktoré sa stali kľúčom na ďalšie riešenie geologickej stavby banskoštiavnickej oblasti.

Pre veľkú dôležitosť poznatkov o vzájomnej súvislosti geologických pomerov pre praktické baníctvo dal zaslúžilý riaditeľ banskoštiavnického banského obvodu Anton Péch, kráľovský ministerský radca a čestný predseda banskoštiavnickej pobočky uhorskej geologickej spoločnosti, roku 1881 podnet na to, aby sa na území Banskej Štiavnice vykonalo nové podrobné geologické mapovanie na topografickej základni zodpovedajúcej požiadavkám a potrebám banskej praxe. Mala sa zmapovať plocha päť a pol štvorcových míľ, čo dovtedy nemalo v Uhorsku obdobu. Mapovanie sa začalo roku 1882 ako plánovaná úloha banskoštiavnickej pobočky Uhorskej geologickej spoločnosti za spolupôsobenia L. Cseha. Tým sa vytvorili podmienky na úspešný priebeh podrobného geologického mapovania štíavnickej oblasti, ktoré metodicky riadil profesor J. Szabó.

Roku 1882 bolo geologické mapovanie ukončené na 20 mapových listoch v teréne. Jeho hranice tvorí na severe horský hrebeň Veterník, Malý Tanád, Affenhübel, Veľký Tanád, Paradajz a Banská Štiavnica, na juhu spodný okraj mapy, na východe okolie obcí Ilija a Prenčov a na západe Dekýš a Moderštôlna.

V roku 1883 sa pokračovalo v ďalšom výskume a mapovaní. Za odbornej pomoci profesora J. Szabóa, jeho rád a spolupôsobenia sa podarilo veľkolepé mapovanie ukončiť v priebehu geologickej mapovacej kampane roku 1883.

Prvým spoločným dielom výskumných a mapovacích prác vykonaných do roku 1883 je mapa rudných žíl banskoštiavnického banského obvodu. V mape sú zaznamenané žilné pásma s tektonickými poruchami, všetky štátne a súkromné banské diela v Banskej Štiavnici a jej okolí — štôlne, pingy, pingové ťahy, dedičné štôlne a šachty. Táto mapa sa stala dôležitým dokumentom pre ďalší rozvoj banskoštiavnického baníctva. Autori vo vysvetlivkách k mapke rozdelili celý rudný revír na dve nerovnaké časti, na menšiu, východnú, kde leží Banská Štiavnica, a väčšiu, západnú, ktorá zasahuje takmer až po Hron a zahŕňa hodrušské a vyhnianske baníctvo. Obidva revíry rozdeľuje horské pásmo Tanád a ako pokračovanie na SSV ho dopĺňa Paradajz a Šobov. Žily ležiace západne od Tanádu, teda v Hodrušskej a Vyhnianskej doline, sú podľa vyjadrenia autorov mapy bohatšie na striebro, kým žily na východ od Tanádu, štíavnické, sú bohatšie na zlato.

Mapa je vyhotovená na 110 originálnych katastrálnych sekciách, každá po 500 holdoch v mierke $1'' = 40^\circ$. Vychádzajúc z tohto topografického základu, dalo banskoštiavnické banské riaditeľstvo prehľadnú mapu litograficky rozmnožiť v dvoch mierkach, a to vo väčšej mierke na 6 listoch a v menšej na 1 liste (1 cm = 300 m).

Základom týchto geologických máp boli katastrálne mapy, ktorých je $1'' = 40^\circ$ alebo 1 : 28 800. Mapu autori opatrili indexmi zastúpených hornín, farebne vyznačených v mape podľa medzinárodného farebného kľúča.

Zohľadnili pritom aj zmeny, ktorými prešla nomenklatúra hornín za posledných 15 rokov. Tak mohla mapa poskytnúť dobrú službu aj pri štúdiu staršej, do toho odboru zahrnutej literatúry.

Okrem máp, ktoré zhrňajú dovtedajšie poznatky o geologickej stavbe štiavnického okolia, treba spomenúť ešte dva ďalšie geologické profile, ktoré sa vyhotovili roku 1883 zásluhou J. Szabóa. Prvý profil dal na Banskomeračskom úrade na Windšachte (teraz Štiavnické Bane) vyhotoviť banský riaditeľ Anton Péch podľa údajov J. Szabóa. Ide o veľmi zaujímavý geologický profil Dedičnej štólne cisára Jozefa II. (teraz Voznická dedičná štôlna), zaznamenávajúci geologickú situáciu od šachty František z východu po ústie dedičnej štólne pri Voznici zo západu. Za druhý profil možno pokladať kombináciu geologického profilu s panorámou hlavnej časti Banskej Štiavnice.

Detailné geologické mapovanie sa dokončilo roku 1884. A. Gesell pokračoval v mapovacích prácach v južnej a juhovýchodnej časti Banskej Štiavnici, v okolí Tanádu a Paradažu a v oblasti Štiavnických Baní až po okraj mapy na ploche okolo 65 štvorcových míľ. Horný a dolný východný list sa z dôvodov urýchleného dokončenia mapovacích prác podujal spracovať J. Szabó. Najťažšou úlohou pri mapovaní bolo určiť hranice starších hornín s mladšími, čo riešil L. Cseh. A práve podzemné banské diela mu umožnili na tento účel zostrojiť veľkorysé profile.

Počas geologických mapovacích prác v banskoštiavnickej oblasti v rokoch 1882 až 1884 bolo celkove odobratých okolo 7000 vzoriek, z ktorých L. Cseh zozbieral 4000, Szabó 2000 a A. Gesell 1000 kusov. Ešte v roku 1884 zostavil J. Szabó farebnú geologickú mapu s priebehom rudných žíl v mierke 1 : 14 400 podľa svojej mapy bližšieho okolia Banskej Štiavnice z roku 1881. V nasledujúcom roku vydal tlačou prvú rozsiahlejšiu geologickú monografiu predmetnej oblasti vo forme vysvetliviek k mape.

Ďalšiu podrobnú geologickú mapu Banskej Štiavnice a okolia v mierke 1 : 14 400 na 6 listoch zostavili spoločne s J. Szaboom L. Cseh a A. Gesell pre celoštátnu výstavu v Budapešti roku 1885. Mapa zaznamenávala 24 zastúpených hornín na mapovanom území so zakresleným priebehom rudných žíl. Hlavnú zásluhu na tom, akým spôsobom bola mapa vyhotovená, pripísal V. Inkey ministerskému radcovi Antonovi Péchovi, pretože bola zostavená podľa jeho metodického návrhu na vyhotovenie banských a geologických máp. Je však prirodzené, že na vykonaní vlastných mapovacích prác mali najväčší podiel všetci traja autori. O presnosti mapy sa veľmi pochvalne vyjadril V. Inkey, ktorý ju recenzoval, a s uznaním konštatoval, že na celoštátnej výstave bola stredobodom pozornosti odborníkov. Ako ďalej zdôraznil, mapa bola spojením vedeckého záujmu a praktických požiadaviek baníctva, čo v dovtedajšej literatúre, či už ide o veľkosť mierky mapy, presnosť jej vyhotovenia a podrobnosti prieskumu, ale hlavne o dôležitosť jej obsahu pre banskú prax nemalo obdobu.

Vysvetľujúci text k mape zostavil J. Szabó v takmer 90-stránkovej brožúrke, v ktorej spracoval aj krátky prehľad orografických a hydrografických pomerov, históriu vzniku topografického podkladu mapy a prehľad najdôležitejších prác v okolí Banskej Štiavnice. Zmienil sa v nej aj o vzniku vtedajšieho geologického prieskumu, vysvetlil jednotlivé geologické útvary a ich zastúpenie, ložiskové pomery, vek a vznik rudných žíl. O výsledkoch geologického výskumu a geologických pomeroch okolia Banskej Štiavnice referoval aj na Baníckom, hutníckom a geologickom kongrese v Budapešti 14. septembra 1885. Prednáška bola uverejnená medzi prírodovednými referátmi.

Záverečným výsledkom spoločných mapovacích prác J. Szabóa, L. Cseha a A. Gesella je geologická mapa okolia Banskej Štiavnice v mierke 1:14 400, vydaná roku 1887 a vyhotovená na tom istom topografickom podklade ako mapa z roku 1884.

Celkovým zhrnutím poznatkov a zároveň aj posledným slovom profesora J. Szabóa k problematike geologickej stavby Štiavnického pohoria je jeho rozsiahla práca Geologický opis okolia Banskej Štiavnice, ktorú roku 1891 vydala Uhorská akadémia v Budapešti ako osobitný výtlačok III. oddelenia. Práca má 487 strán, včítane abecedného registra.

V úvodnej časti podal J. Szabó geologický opis Banskej Štiavnice, charakteristiku orografických a hydrografických pomerov a banskej činnosti na predmetnom území, uviedol zoznam literatúry a opísal zastúpené horniny na dovtedajších geologických mapách.

V prvej časti boli výsledky hlavného študijného výskumu geologických pomerov na povrchu a v podzemí.

V druhej časti práce sa profesor J. Szabó zamerával na systematické členenie hornín a ich nomenklatúru a všimol si rozdielnosť medzi petrografickým členením hornín. V prvej kapitole II. časti sa zaoberá systematikou a nomenklatúrou štiavnických hornín, triedi trachyty (andezity) podľa veku. V druhej kapitole II. časti pojednáva o tektonických a vývojových pomeroch banskoštiavnických hornín a ich chronologickom určovaní. V plnom rozsahu venuje pozornosť trachytom a bazaltom, ako aj teórii vzniku neovulkanitov. V tretej kapitole druhej časti sa zamerával na geológiu banskoštiavnických rudných žíl, pričom si všimol hlavne ich vek, smer, tektonické pohyby a chemické zloženie. V dodatkovej, záverečnej časti opísal vlastnú metódu určovania hornín.

J. Szabó doplnil prácu aj obrazovou časťou. Osobitnú prílohu tvorí atlasová časť s geologickou mapou Banskej Štiavnice na 6 listoch v mierke 1:14 400, panoráma Banskej Štiavnice (2 listy) s vyznačením geologických pomerov a s geologickým profilom Dedičnej štôlne Jozefa II. v mierke 1:14 400 na 1 liste.

Z uvedeného prehľadu vidieť, že profesor J. Szabó sa mimoriadne zaslúžil o dôkladné poznanie geologickej stavby okolia Banskej Štiavnice a má veľký podiel na dnešných poznatkoch o geológii tejto významnej rudnej oblasti. Nebolo preto náhodou, že sa na geologickej exkurzii členov Uhorskej geologickej spoločnosti do Banskej Štiavnice a Kremnice koncom septembra 1901 zrodila vzácna myšlienka, aby sa tomuto vedcovi vybudoval dôstojný pamätník v podobe výrazného ryolitového brala na začiatku Sklenoteplíckej doliny pri Hliníku s pamätnou tabuľou. Po viacročných prípravách odhalili 30. mája 1908 tomuto vedcovi, predsedovi Uhorskej geologickej spoločnosti a vynikajúcemu znalcovi geológie štiavnickej oblasti dôstojný pamätník.

LITERATÚRA

- Gesell, A. 1874: A bányageológ hatásköre és szerepe a bányászatban. Bányászati kohászati Lap., 7, Selmeczbánya.
- Gesell, A. — Szabó, J. — Cseh, L. 1883: A selmeczi bányavidék ercztelér vonulatai. Budapest.
- Gesell, A. 1884: Jelentés a Selmeczbánya és környékén 1882 és 1883-ban eszközölt részletes bányageológiai felvételekről. Földt. Közl., 14.
- Gesell, A. 1884: Selmecz és környékének részletes földtani térképe. Budapest.
- Gesell, A. 1885: Jelentés a Selmeczbánya és Szélnak környékén 1884-ben eszközölt részletes bányageológiai felvételekről. Földt. Közl., 15.
- Gesell, A. 1885: Nyírok Selmecz környékéről. Földt. Közl., 15.
- Gessel, A. — Szabó, J. — Cseh, L. 1887: Selmecz geológiai térképe. Carta geol. de Schemnitz. Budapest.
- Herčko, I. — Jedla, P. 1969: Vývoj geologického mapovania v banskoštiavnickom rudnom revíre v 19. stor. Zbor. Slov. ban. múz., 5.

Herčko, I. 1974: Jozef Szabó a slovenská geológia. Čas. mineral. geol., 19, 3.
 Herčko, I. 1975: Banskóštiavnická pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti. Z dejín vied a techniky na Slovensku, VIII. Bratislava (v tlači).
 Inkey, V. 1892: Szabó József munkája Selmeczről. Földt. Közl. 13.
 Szabó, J. 1884: Selmecz környékének új térképe. Földt. Közl., 14.
 Szabó, J. 1886: Selmecz környékének geológiai viszonyai. Selmeczbánya.
 Szabó, J. 1891: Selmecz környékének geológiai leírása. Budapest.
 Bez autora 1908: Szentmiklósi dr. Szabó József. Jó szerencsét, I. Selmeczbánya.

Vedecká cesta anglického geológa J. W. Judda do Banskej Štiavnice

Banskóštiavnický rudný revír bol v 17.—19. stor. jedným z najvýznamnejších v celosvetovom meradle. Vynikajúce technické vynálezy a preslávená banská akadémia lákali cudzích cestovateľov a vedcov do tejto oblasti, aby poznávali svetoznáme banskóštiavnické baníctvo. Toto obdobie sa vyznačovalo aj mimoriadnym záujmom o štúdium mineralogických, petrografických a ložiskových pomerov banskóštiavnického rudného revíru.

Z veľkého počtu cudzincov hodno osobitne spomenúť anglického cestovateľa J. B. Merina, jeho krajana lekára Edwarda Browna (1642—1708), člena anglickej kráľovskej určenej spoločnosti, ďalej holandského učenca, profesora utrechtskej univerzity Jakuba Tolliusa (1640—1696), prírodovedca talianskeho pôvodu Alojza Ferdinanda Marsigliho (1660—1730), nemeckého polyhistora, člena učenej prírodovednej spoločnosti Františka Ernesta Brückmanna (1696—1754), nemeckého vedca Jána Juraja Keysslera (1686—1743), francúzskeho metalurga Gabriela Jarsa (1732—1769), švédskeho mineralóga a metalurga Jána Jakuba Ferbera (1743—1790), profesora francúzskeho pôvodu Iľovskej univerzity Baltazára Hacqueta (1739—1815), nórskeho geológa Jensa Esmarcka (1763—1839), nemeckých mineralógov Friedricha Mohsa (1773 až 1839), W. G. E. Beckera a Karola Gustava Fiedlera (1791—1853), francúzskeho geológa a mineralóga, neskôr profesora parížskej Sorbonny François Sulpicea Beudanta (1787—1852), švajčiarskeho geológa A. Morlota a viedenských geológov Franza Foetterleho (1827—1876), Marcusa Vincenca Lipolda (1816—1883), Ferdinanda von Andriana (1833—1914), Franza von Hauera (1822—1899) a ďalších.

Do galérie významných vedcov, ktorí navštívili túto oblasť, patrí aj profesor mineralógie a geológie na Royal College of Sciences v Londýne, člen londýnskej geologickej spoločnosti John Wesley Judd (1840—1916). V lete roku 1875 navštívil Uhorsko, aby skúmal vulkány a ich okolie. Zaujímal ho najmä náhľady Jána Pettku (1812 až 1890), profesora mineralógie, geológie a paleontológie na banskóštiavnickej banskej akadémii. Preto chcel na okolí Banskej Štiavnice a Kremnice skúmať zvyšky vulkanickej činnosti. Výsledky cesty do okolia Banskej Štiavnice uverejnil v štúdiu *On the ancient Volcano of the district of Schemnitz in Hungary* (Quarterly Journal of the Geological Society. Vol. 32, 20, London 1876). Pri výklade geologických a litologických pomerov čerpal prevažnú časť údajov z domácich a zahraničných prameňov. Vzhľadom na jeho bohaté vedomosti o vulkanizme pokladali odborníci, ktorí študovali túto oblasť neskôr, jeho prácu za pozoruhodnú, i keď niektoré Juddove náhľady úplne neakceptovali.

Práca J. W. Judda oživila a v plnej miere podporila Pettkovu predstavu o „štiavnickom kráteri“ napriek tomu, že ju pred ním Andrián a Paul nebrali do úvahy. Doložil ju argumentmi, porovnal s klasickými vulkanickými oblasťami i vymedzil územie, ktorého vonkajšiu časť tvorí pásмо vulkanických hornín vyvretých v miocéne. Okrem útržkov niektorých sedimentov, ktoré vulkán vyvrhol a prikryl, všetky vyvreté horniny na rozdiel od svojich predchodcov zaradil do miocénu. Pre vulkanické horniny, ktoré sa dovtedy pokladali za staršie („syenity“ a „granity“), navrhol

názov diorit a poukázal na ich odlišnosť od starých uhorských žúl. Porovnal ich s inými podobnými horninami, pričom ich pokladal za hlbinné ekvivalenty povrchových produktov vulkanizmu.

Zaujímavý je aj Juddov náhľad na propylity, ktorých podstatu vysvetlil až neskôr Jozef Szabó (1822—1894), profesor budapeštianskej univerzity. Judd ich pokladal za intruzívne horniny, ktoré prerážajú cez triasové vrstvy v podobe žíl s uzavreninami veľkých más týchto sedimentov, podrobených metamorfóze vplyvom prenikajúcich kyslých pár spôsobujúcich zrudnenie. Vekove odlíšil andezity, mladšie ryolity a najmladšie čadiče, ktorých erupcie zaradil do troch období. Význam pripisoval činnosti termálnych prameňov a fumarol pri vyplňaní trhlín sopečných hornín, ktoré tvoria výplne rudných žíl. Vznik rudných žíl zaradil do miocénu, pričom niektoré môžu byť podľa neho aj mladšie. J. W. Judda počas jeho výskumnej cesty zaujímali aj najstaršie horniny v študovanej oblasti a dospel k názoru, že patria do triasu. Rozličné kremence, bridlice, ruly a pod. pokladá za kontaktné metamorfované triasové horniny v plášti mladších intruzívnych más dioritov. Aplity považuje za posledný stav premeny ruly, ale kyslejšieho zloženia.

Vráťme sa však ešte k celkovému názoru Judda na vulkanickú činnosť v bansko-štiavnickej oblasti. Podľa neho sú neovulkanity produktmi jednej („štiavnickej“) sopky s parazitnými krátermi, ktorej aktivitu prerušovali obdobia pokoja, počas ktorých vznikali jazerá aj s organickým životom.

Medzi študijné cesty J. W. Judda do oblastí činných a vyhasnutých sopiek v Európe patrí aj táto jeho návšteva v banskoštiavnickej oblasti. Na základe poznatkov o trefohornom vulkanizme Škótska spojil do jedného petrografického celku štiavnicko-hodrušské diority a povrchové andezity. Tento náhľad, ktorým podstatne prispel k poznaniu genézy tejto známej vulkanickej oblasti, vyslovil ako prvý, za čo mu právom patrí aspoň táto spomienka.

Ivan Herčko

MINERALIA SLOVACA, roč. 8, č. 4 (34)

Vydal: Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 11-6

Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadaný v júni 1976, vytlačené v októbri 1976, 8,15 AH, 8,24 VH

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

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

© Alfa, Bratislava 1976

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

