GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 11

1957

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1B19/b.

Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica

355/1958.

11 príl. (415)

OBSAH

1. Kantor Ján: Geochronologická štúdia monazitov z náplavov rieky Otavy v juhozápadných Čechách metódami He/UTh, He/α, Pb/UTh a Pb/α 5
2. Snopko Laurenc: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej 29
3. Snopko Laurenc: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej 38
4. Snopko Laurenc: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika Spišského príkrovu v povodí rieky Slanej 48
5. Polák Stanislav: Žilná fluór-apatit-sideritová paragenéza z Jedľových Kostolian, okres Zlaté Moravce 76
6. Gubač Jozef: Paragenéza skarnového ložiska pri Kokave n. Rim 89
7. Rozložník Ladislav: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej 100
8. Ogurčák Štefan: Anhydrito-sadrovcové ložiská pri Spišskej Novej Vsi 109
9. Ivan Ľudovít: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní medzi Gondovom a Pečenicami, okres Levice 116
10. Jendrejáková Otília — Seneš Ján — Slávik Ján: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v Podvihorlatskej uhoľnej panve .. 121
11. Szörényi Erzsébet: Echinodermenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies 129
12. Losert Jiří — Náprstek Vladimír: Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a Banskou Bystricí 135
13. Dovolil Miroslav — Jaroš Josef: Geologické poměry území mezi Riečkou, Podlavicemi a Svatým Jakubem 145
14. Krajčovič Silvester: Dipólová geoelektrická sondáž rovnosmerným prúdom 151
15. Beránek Břetislav — Adam Zdeněk: Lokální gravimetrické anomalie v československé části vnitroalpské Vídeňské pánve a jejich význam pro geologickou stavbu pánve 168
16. Kantor Ján: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit 188

INHALT — CONTENTS

1. Kantor Ján: Geochronologische Studien der Monazite aus den Ablagerungen des Otava-Flusses in SW-Böhmen durch Anwendung der Methoden He/UTh, He/α, Pb/UTh und Pb/α 23
2. Snopko Laurenc: Kurzer Bericht über die stratigraphische Gliederung der Sedimente des älteren Paläozoikums in der Umgebung von Nižná Slaná 36
3. Snopko Laurenc: Vorläufige Ergebnisse des Studiums der Stratigraphie der karbonischen Schichtenfolgen im Wassergebiete des Flusses Slaná 46
4. Snopko Laurenc: Vorläufiger Bericht über Tektonik und Metamorphose des Kristallinikums der Zipser Decke im Wassergebiete des Flusses Slaná 74
5. Polák Stanislav: Paragenesis of the F-Apatite-Siderite Vein near Jedľové Kostolany 87
6. Gubač Jozef: Paragenesis of the Skarn Bed near Kokava n. Rim..... 98
7. Rozložník Ladislav: Geological Conditions and Ore Deposits of the Surroundings of Dobšiná 108
8. Ogurčák Štefan: Anhydrit-Gips Lagerstätte bei Sp. N. Ves..... 109
9. Ivan Ľudovít: Bericht über die übersichtliche geologische Kartierung zwischen Gondovo und Pečenice, Bez. Levice 120
10. Jendrejáková Otília — Seneš Ján — Slávik Ján: Résultats biostratigraphiques et pétrographiques du sondage de reconnaissance Hn-14 dans le bassin de lignite de Podvihorlat 127
11. Szörényi Erzsébet: Echinodermenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies 129
12. Losert Jiří — Náprstek Vladimír: Résultats de levés de carte géologique entre Badín, Tajov et Banská Bystrica 143
13. Dovolil Miroslav — Jaroš Josef: Etude géologique de la région située entre Riečka, Podlavice et Svätý Jakub au NW de Banská Bystrica 150
14. Krajčovič Silvester: Dipolar Geoelectric Sounding by means of Direct Current 167
15. Beránek Břetislav — Adam Zdeněk: Local Gravimetric Anomalies in the Czechoslovak Section of the Inner-Alpine Vienna Basin and Their Significance for the Geological Structure of This Basin 185
16. Kantor Ján: A^{40}/K^{40} Methode zu absoluten Altersbestimmung und das Alter des gemeriden Granites von Betliar, Zips-Gömörer Erzgebirge 198

JÁN KANTOR

GEOCHRONOLOGICKÁ ŠTÚDIA MONAZITOV Z NÁPLAVOV RIEKY OTAVY V JUHOZÁPADNÝCH ČECHÁCH METÓDAMI He/UTh, He/α, Pb/UTh a Pb/α

(Tab. I—II, nemecké resumé)

Povodie Otavy je najrozsiahlejšou oblasťou s výskytmi aluviálneho zlata v Čechách. Zlatonosnosť tunajších náplavov upútala už pozornosť Keltov, ktorí sa zaoberali jeho ryžovaním. Od tých dôb sa v rôznych intervaloch dobývalo zlato, prípadne sa robili pokusy s jeho ryžovaním vo vlastnom údolí Otavy a jej prítokoch.

Na začiatku tohto storočia to bol najmä A. K r e j č í, ktorý sa zaoberal systematicky zlatonosnosťou otavských náplavov. V rokoch 1925—1926 konal Československý štát vrtné práce, ktoré však neviedli k znovuoživeniu ryžovania.

Až počas druhej svetovej vojny sústredili Nemci opäť svoju pozornosť k otavským náplavom, nie však — ako doteraz — kvôli ich zlatonosnosti, ale pre obsah monazitu a v ňom koncentrovaných vzácnych zemín.

Opustené ryžoviská sa nachádzajú takmer po celom toku rieky Otavy. Hoci pozdĺž horného toku siahajú až blízko k prameňom k Zejbiši, sú tu predsa málo rozsiahle v porovnaní s oblasťou medzi Sušicami, Horažďovicami, Strakonicami a Pískom, kde nadobúdajú pozoruhodnejšie rozmery. V údoliach väčších prítokov — Vydry, Volyňky a Blanice, sú stopy dávnej ryžovníckej činnosti, ako aj v rade ďalších drobnejších riečok otavského povodia. Zlatonosnosť otavských náplavov bola predmetom početných prác (zoznam pozri v Kratochvílovej Topografickej mineralogii Čiech, atď.), podobne aj ich mineralogický obsah.

Novšie sa otázkou zlatonosných a monazitových pieskov otavských zaoberal podrobnejšie R. J i r k o v s k ý (1947). Opisuje výsledky starších sondovacích prác a koncentračných pokusov, pričom si zvlášť všíma obsahov Au a Th v rôznych koncentrátoch, čím poskytuje rad cenných údajov.

Účelom mojej práce je prispieť k detailnejšiemu poznaniu jedného z najzaujímavejších minerálov otavských náplavov — monazitu, a to pokiaľ sa to týka jeho použitia pre geochronologické datovanie.

Táto otázka je o to dôležitejšia, že monazit sa vyskytuje na území blízko juhozápadného ukončenia stredočeského plutónu, kde sa tento stýka s kryštalickými bridlicami. Pritom ako vek niektorých eruptívnych členov samého plutónu, tak aj vek kryštalických bridlíc nebol doteraz jednoznačne preukázaný.

K ťažkým minerálom otavských náplavov patria: anatas, apatit, distén, epidot, granát, ilmenit, korund (rubín, zafír, smaragd), magnetit, monazit, rutil (nigrin), silimanit, spinely, titanit, turmalín, xenotim, zirkón a zlato (K r a t o c h v í l 1939—1948).

Monazit vystupuje v náplavoch v podobe drobných, zväčša silne zaoblených zŕn hnedožltkavej až hnedozelenkavej farby, ktorých rozmery sa najčastejšie pohybujú medzi 0,15—0,30 mm. Väčšie zrná sa v študovanom materiáli vyskytovali zriedkavejšie.

Okrem silne opracovaných zŕn sa zriedkavejšie vyskytujú dokonale idiomorfne vyvinuté kryštáliky.

Väčšina monazitu javí pod mikroskopom v prechádzajúcom svetle stopy rozkladu, prejavujúceho sa vznikom zakalených partií.

Rozloženie a obsahy tória v monazitoch

Pri geochronologických výskumoch hrá rozmiestenie rádioaktívnych prvkov v študovanom materiáli významnú úlohu, pretože od neho je často odvislá spolahlivosť získaných údajov. Anomálne nahromadenie aktívnych izotopov do malých, priestorove veľmi obmedzených častí minerálu je zjavom zvlášť nepriaznivým, pretože tu v dôsledku intenzívneho bombardovania časticami α dochádza k porušeniu (metamiktizácii) mriežky. Tým je na jednej strane daná možnosť unikania aktívnych izotopov z minerálu, a to buď vylúhovaním pozdĺž vzniknutých mikrokapilár, prípadne priamym unikaním plynných dcérinných elementov (hlavne radónu).

Na druhej strane môže mať za následok stratu stabilných produktov rádioaktívneho rozpadu, a to ako hélia, tak i rádiogénnych izotopov olova. V poslednom prípade sú vypočítané absolútne veky minerálov, prípadne hornín, znížené oproti skutočným.

Rozmiestnenie rádioaktivity bolo v našom prípade kontrolované autorádiografiou častíc α pomocou nukleárnych emulzií. Výbrus bol privedený do bezprostredného kontaktu s emulziou a po niekoľkodennej expozícii vyvolaný bežnou technikou napúšťania emulzie príslušnými roztokmi za nízkych teplôt (+5 °C) a ich dodatočným zahrievaním na dobu pôsobenia vlastných chemických procesov.

Hotová a vysušená jaderná doska bola potom pod mikroskopom zlepená s výbrusom tak, aby nad každým zrnom sa nachádzali ním vyslané a nukleárnou

emulziou zaregistrované stopy α častíc. K uľahčeniu tejto práce sme na určitých miestach výbrusu umiestnili tri drobné zrniečka smolinca, ktorého α častice boli v nukleárnej emulzii zvlášť nápadné a umožnili pod mikroskopom presné krytie jadernej dosky s preparátom do polohy, v akej boli exponované.

Mikroskopické sledovanie rozmiestnenia stôp α častíc nad jednotlivými zrnami monazitu ukázalo, že aktívne izotopy bývajú všeobecne pomerne pravidelne rozptýlené po celom zrne. V niektorých prípadoch bola však zistená určitá zonárnosť pri ktorej časť zrna ukazovala zvýšenú aktivitu. Rozdiely však nebývali nikdy zvlášť veľké, ani hranica medzi nimi ostrá.

Obvyklý prípad rozmiestnenia α častíc nad monazitovým zrnom ukazuje tab. II, obr. 1.

Pri mikroskopickom výskume boli v niektorých monazitových zrnách častejšie pozorované veľmi drobné uzavreniny tmavého opakného minerálu. Keďže bolo podozrenie, že môže ísť o silne rádioaktívny minerál, venovala sa mu pozornosť pri autorádiografii. Zhustené stopy po α časticiach neboli však nad takýmito inklúziami pozorované.

Otavské monazity neobsahujú teda drobné lokálne rádioaktívne nahromadeniny, ktorých aktivita by ostro kontrastovala s ostatnými časťami jednotlivých monazitových zŕn. Javia sa v tomto ohľade vhodným materiálom pre geochronologické merania.

Obsahy Th

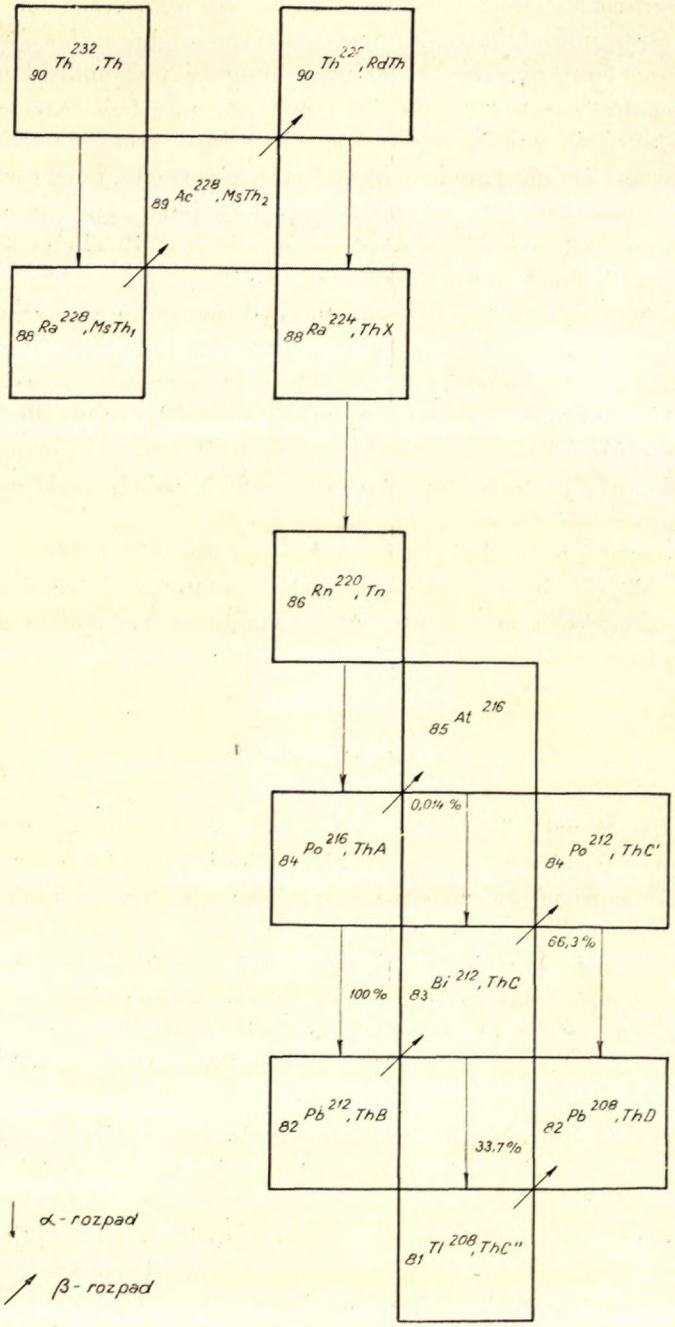
Kým bežnejšie analytické metódy (chemická, spektrálna, rádiometrická analýza) môžu poskytnúť údaje o priemerných obsahoch Th v otavských monazitoch, zlyhávajú celkom pri pokusoch o zistenie kolísania tória v jednotlivých zrnách.

Vzhľadom na nepatrné rozmery zŕn (pod 0,5 mm) je takéto meranie možné jedine s použitím nukleárnych emulzií, a to metódou sčítania α častíc. K tomuto účelu bol pripravený výbrus s naleštenou jednou stranou. Aby prípadné porušenie rovnovážneho stavu pri brúsení v dôsledku úniku emanácie nemalo nepriaznivý vplyv na výsledky, boli výbrusy monazitu rádiografované až niekoľko mesiacov po ich zhotovení.

Keďže monazit je tóriovým minerálom s podradne zastúpeným U, uvádzam v ďalšom schému rádioaktívneho rozpadu tóriového radu a na tab. 1 príslušné konštanty.

Dolet α častíc sa udáva obyčajne pre suchý vzduch pri 15 °C a tlaku 760 mm Hg. U častíc s doletom 3—7 cm je tento závislý od ich energie E, vyjadrenej v MeV (megaelektrónvoltoch) podľa rovnice

$$R = 0{,}318\, E^{\frac{3}{2}}$$



Obr. 1. Schéma rozpadu Th radu.

Tabuľka 1

KONŠTANTY Th RADU

		Rádioaktívna konštanta λ (sek^{-1})	Doba polorozpadu T	Povaha žiarenia	Energia MeV		Dolet α častíc vo vzduchu; cm
					častíc	γ lúčov	
Thorium	$_{90}Th^{232}$	$1{,}5813\times10^{-18}$	$1{,}389\times10$ r^{10}	α γ e$^-$	3,905 (α) 20 % 3,98 (α) 80 % 0,055 (e$^-$) 0,070 (e$^-$)	 0,075	2,436 2,503 -
Mesothorium I	$_{88}Ra^{228}$	$3{,}28\times10^{-9}$	6,7 r	β^- γ	0,053	~0,03	
Mesothorium II	$_{89}Ac^{228}$	$3{,}141\times10^{-5}$	6,13 h	α β^- γ	4,54 (α) stopy 1,0 1,6 1,85 2,16	0,0581 0,0795 0,1294 0,184 0,2497 0,3190 0,338 0,408 0,462 0,915 0,970	3,034
Radiothorium	$_{90}Th^{228}$	$1{,}156\times10^{-8}$	1,90 r	α γ e$^-$	5,173 (α) 0,2 % 5,208 (α) 0,4 % 5,338 (α) 28 % 5,421 (α) 71 % 0,0658 0,0689 0,0797 (e$^-$) 0,0804 0,0833	 0,0035 0,0833 0,0868 0,133 0,172 0,216	3,693 3,731 3,874 3,967
Thorium X	$_{88}Ra^{224}$	$2{,}204\times10^{-6}$	3,64 d	α γ	5,184 0,4 % 5,448 4,6 % 5,681 95 %	0,0301 0,0428 0,1422 0,2267	3,705 3,997 4,267
Toron	$_{86}Rn^{220}$	$1{,}2718\times10^{-2}$	54,5 s	α	5,278		4,982
Thorium A	$_{84}Po^{216}$	4,387	0,158 s	α(~ 100 %) β^-(0,014 %)	5,996 (α)		4,636
Astatium	$_{85}At^{216}$	$2{,}3\times10^{2}$	3×10^{-3} s	α	7,79		7,027
Thorium B	$_{82}Pb^{212}$	$1{,}816\times10^{-5}$	10,67 h	β^- γ	0,355 0,589	0,1130 0,1151 0,1354 0,1641 0,1765 0,2381 0,2505 0,3001	
Thorium C	$_{83}Bi^{212}$	$1{,}766\times10^{-4}$	1,09 h	α(33,7 %) β^-(66,3 %) γ	5,481 0,016 % 5,603 1,1 % 5,662 0,16 % 5,765 1,8 % 6,047 69,78 % 6,086 27,25 % (α) 0,45 2 % 0,62 4 % 2,20 (β^-)	0,0398 0,1243 0,1446 0,1624 0,2873 0,3271 0,4316 0,4517 0,4708 0,6157 0,7195 1,623 ? 1,797	4,035 4,175 4,245 4,366 4,700 4,748
Thorium C′	$_{84}Po^{212}$	$3{,}15\times10^{6}$	$2{,}9\times10^{-7}$ s		8,776 9,489 0,004 % 10,417 0,002 % 10,536 0,017 %		8,528 9,695 11,309 11,523
Thorium C″	$_{81}Tl^{208}$	$3{,}73\times10^{-3}$	3,1 min.	β^- γ	1,805	0,0405 0,2109 0,233 0,2518 0,2767 0,3012 0,3227 0,3300 0,5110 0,5832 0,8118 2,166 2,61425 3,324(?)	
Thorium D	$_{82}Pb^{208}$						

Vzťah medzi doletom α častíc a konštantou rádioaktívneho rozpadu vyjadruje experimentálna rovnica Geiger—Nuttola:

$$\lg R = a \,.\, \lg \lambda + b,$$

kde a — všeobecná konštanta,

b — konštanta charakteristická pre daný rádioaktívny rad.

Brzdiaca sila určitého prostredia, ktorým α častice prenikajú, je podľa výskumov Bragga a Kleemana úmerná atómovým váham prvkov tvoriacich prostredie.

U prvkov je atómová brzdiaca sila (atomic stopping power) priamo úmerná druhej odmocnine z atómovej váhy.

Pretože dolet α častíc sa udáva v cm vzduchu, je preniknuteľnosť vzduchu za normálnych podmienok dôležitou konštantou pri meraniach rádioaktivity.

$$\Psi \text{ vzduchu} = \sum f \,.\, \sqrt{W_a} = O \,.\, \sqrt{W_O} + N \,.\, \sqrt{W_N} + A \,.\, \sqrt{W_A} =$$
$$= 0{,}23024 \sqrt{16} + 0{,}75539 \sqrt{14} + 0{,}01437 \sqrt{40} = 3{,}839.$$

V rovnici $\sum f \,.\, \sqrt{W}$ — rovná sume atómových koeficientov komponentov suchého vzduchu,

O — pomerné váhové zastúpenie O_2 vo vzduchu,

N — zastúpenie N_2,

A — zastúpenie argónu,

násobených druhou odmocninou z príslušných atómových váh.

Analogicky môžeme vypočítať preniknuteľnosť ľubovoľného prostredia, ktorého kvantitatívne chemické zloženie je nám známe. Výsledná preniknuteľnosť je rovná sume z parciálnych preniknuteľností jednotlivých komponentov vytvárajúcich prostredie, pričom sa, prirodzene, vo výpočte berie do úvahy kvantitatívne zastúpenie zložiek.

Chemické zloženie monazitov je značne premenlivé. Kompletnú chemickú analýzu monazitu zo živcového lomu „U obrázku“ pri Písku v južných Čechách urobil K. Preis (1897). Podľa neho sa tunajší monazit vyznačuje týmto chemizmom:

CaO	0,41 %
Fe_2O_3	1,32
Y_2O_3	4,02
$(La,Dy)_2O_3$	26,64
Ce_2O_3	31,05
SiO_2	1,46
ThO_2	5,85
P_2O_5	27,57
H_2O	0,42
ner. zvyšky	1,96
spolu	100,70 %

V otavských monazitoch môžeme predpokladať, že sa vyznačujú zhruba analogickým chemizmom, čo vyplýva z geologických pomerov znosnej oblasti rieky Otavy. Pri približne rovnakom chemizme treba očakávať i analogické hodnoty preniknuteľnosti.

Pre monazit od Písku bola na základe Preisovej analýzy počítaná preniknuteľnosť jednotlivých kysličníkov (CaO, SiO_2, atď.). Výsledky sú zhrnuté v pripojenej tabuľke 2. V nej v prvom stĺpci sú udané váhové zastúpenia jednotlivých kysličníkov, v druhom ich preniknuteľnosti za predpokladu, že príslušný kysličník je zastúpený v množstve 100 %. V treťom stĺpci sú uvedené parciálne preniknuteľnosti prepočítané na chemizmus píseckého monazitu (súčin z váhového zastúpenia a $\sum f \cdot \sqrt{W}$).

Tabuľka 2

	1	2	3
CaO	0,0041	5,67	0,023
Fe_2O_3	0,0132	6,42	0,847
Y_2O_3	0,0402	8,27	0,332
$(La, Dy)_2O_3$	0,2664	$\doteq$ 10,64*	2,834
Ce_2O_3	0,3105	10,69	3,319
SiO_2	0,0146	4,60	0,067
ThO_2	0,0585	13,88	0,812
P_2O_5	0,2757	4,68	1,290
H_2O	0,0042	4,67	0,019
Zvyšok	0,0196	—	—
			9,543

* len La.

Preniknuteľnosť píseckého monazitu je teda rovná ca 9,5, čo môžeme považovať i za približne správnu hodnotu pre otavský monazit.

Naše údaje sú v dobrej zhode s hodnotou $\psi = 9{,}2$ pre juhoafrický monazit, udávanou Yagodom (1949). Obsahy Th v monazitoch opierajúce sa o našu hodnotu $\varphi = 9{,}54$ sa prakticky nepatrne zmenia pri použití Yagodovej hodnoty.

Absolútna dĺžka doletu α častíc, špecifická váha a preniknuteľnosť vzduchu k ľubovoľnému inému prostrediu sú podľa Bragg—Kleemanovej rovnice vyjadrené vzťahom:

$$\frac{R_1 \cdot d_1}{R_2 \cdot d_2} = \frac{\psi_a}{\psi_s},$$

kde R — dolet α častíc vo vzduchu v cm.
d — špecifická váha vzduchu 15 °C. 760 mm Hg. 0,001226 g/cm^3,
ψ — preniknuteľnosť vzduchu 3,839,

$R_s, d_s \psi_s$ — analogické hodnoty iného prostredia (s),

$$R_s = 0{,}0003194 \frac{R_s \cdot \psi_s}{d_s} \text{ cm.}$$

Pre najenergetickejšie α častice tóriového radu uvoľňované ThC′

$$R_{ThC'} = 0{,}0003194 \frac{8{,}53 \cdot 9{,}2}{5{,}0} = 0{,}0050 \text{ cm.}$$

Preparát monazitu, v našom prípade naleštené zrná, je teda voči α časticiam nekonečne hrubým, ak jeho hrúbka presahuje 50 mikrónov. α aktivita takéhoto preparátu na jednotku plochy je konštantná a nezvyšuje sa s pribúdajúcou hrúbkou preparátu. Naopak zníženie hrúbky pod uvedenú hodnotu má za následok pokles aktivity (tenké preparáty). Pri meraniach α aktivity jednotlivých monazitových zŕn sme používali metódy nekonečne silného, α nasýteného preparátu a v dôsledku toho sme používali na meranie zrná, ktorých hrúbka ako aj naleštená plocha vyhovovali potrebným podmienkam.

Základná rovnica vyjadrujúca plošnú α aktivitu nekonečne hrubého preparátu bola F i n n e y o m a E v a n s o m (1935) vyjadrená:

$$n_\alpha = \frac{N\mu}{4} \cdot \frac{(\bar{R} - \varrho - l)^2}{R - \varrho},$$

kde N — počet atómov rozpadajúcich sa v jednom cm^3 za 1 sec.,
μ — pomer doletu α častíc v pevnom prostredí k doletu vo vzduchu,
$\bar{R}$ — dolet α častíc vo vzdušných cm,
ϱ — minimálna dráha α častice zistiteľná pri danom (experimentálnom) usporiadaní (vo vzdušných cm),
l — hrúbka absorpčného prostredia pre α častice medzi povrchom vzorky a vlastným meracím priestorom. V rádiografii vzdialenosť medzi preparátom a povrchom emulzie.

Z tohto základného vzťahu odvodil Y a g o d a (1949) rovnicu pre kontaktnú α rádiografiu:

$$T_\alpha = 7{,}985 \cdot 10^{-5} \cdot \psi \cdot M (\bar{R} - \varrho),$$

kde T_α je počet α častíc zaregistrovaných emulziou z 1 cm^2 naleštěného povrchu α nasýteného minerálu, ak M vyjadruje obsahy uránu a tória vo vzorke.

Pre ϱ — 0,84 cm,

$\overline{R}_{U1}$ — 3,96 cm,

$\overline{R}_{AcU}$ — 4,71 cm,

$\overline{R}_{Th}$ — 4,81 cm vyplýva z predchádzajúceho vzorca

$$T_\alpha = \psi\,(25{,}73\ \mathrm{U} + 7{,}80\ \mathrm{Th}),$$

kde U a Th — príslušné obsahy vo vzorke vyjadrené v g/g.

Ako ukázalo meranie dĺžok stôp α častíc v nukleárnej emulzii z práškového preparátu monazitu hrubého 0.5 vzduš. cm. je podiel častíc emitovaných U_I a AcU radmi v porovnaní s hojnými sledmi α častice emitujúcimi členmi tóriového radu pomerne malý, takže pri výpočtoch aktivity jednotlivých zŕn sme i sledy α častíc U_I a AcU radu pripísali tóriovému radu, čo sa pre daný účel javí celkom vyhovujúcim. Na druhej strane môžeme aj u uránu predpokladať kolísanie obsahu v jednotlivých zrnách monazitu, pričom však je prakticky neuskutočniteľné zmeranie α aktivity i pomeru $\frac{U}{Th}$ u každého zrna.

Výsledky meraní sú zhrnuté v tab. 3. str. 13.

U jednotlivých zŕn bol vždy zmeraný počet α častíc na rovnakej ploche 0,01761 mm^2 pri expozičnej dobe 345 000 sec. Použitím hodnôt 9,54 alebo 9,2 pre ψ sa dochádza k veľmi podobným Th koncentráciám u jednotlivých zŕn. Presnosť výsledkov je prirodzene odvislá od plochy, na ktorej boli α častice počítané. Táto je v danom prípade vzhľadom na nepatrné rozmery monazitových zŕn v otavských náplavoch nevyhnutne malá. Ako Th sú v tabuľke vyčíslené i α častice emitované uránovým radom z vyššie uvedených príčin. V dôsledku toho, že uránový rad je intenzívnejším α žiaričom ako Th rad, javia sa obsahy Th vyššími, ako v skutočnosti sú.

Kontaktná α rádiografia otavských monazitov ukázala, že obsahy Th v jednotlivých zrnách značnejšie kolíšu. Najčastejšie sa pohybujú okolo 4—5 %. Najnižší zmeraný obsah je 3,5 %, najvyšší takmer 9 % Th. Priemerný obsah tória zmeraných zŕn je 5,01 Th (vrátane α častíc U radu).

Ak podľa výsledkov meraní z tab. 3 vezmeme plošnú aktivitu naleštěného monazitového zrna $T_{U+Th} = 3{,}60$/cm^2/sec a predpokladáme 0,313 % obsah uránu, uvedená aktivita odpovedá ešte 4,0 % Th. Pri skutočnom nižšom priemernom obsahu U ako predpokladaných 0,313 % odpovedá zmeranej hodnote T_α i patričné úmerné zvýšenie tória.

Krejčí udáva pre otavský monazit pod mikroskopom separovaný 4,15—4,61 % Th, čo je pomerne dobrá zhoda s našimi α rádiografiou získanými výsledkami. Rovnako nájdeme medzi otavskými monazitmi zrná, ktoré svojou α aktivitou a percentnými obsahmi Th odpovedajú monazitu z lomu „U obrázku" pri Písku analyzovanému Preisom (5,85 % ThO_2).

Tabuľka 3

Por. číslo	Počet α častíc	Obsah Th v %	Por. číslo	Počet α častíc	Obsah Th v %
1	152	3,49	36	208	4,77
2	165	3,78	37	211	4,84
3	171	3,88	38	212	4,86
4	173	3,97	39	212	4,86
5	173	3,97	40	213	4,88
6	174	3,99	41	216	4,95
7	175	4,01	42	220	5,04
8	176	4,04	43	221	5,06
9	176	4,04	44	221	5,06
10	178	4,08	45	227	5,20
11	180	4,13	46	228	5,23
12	181	4,15	47	230	5,27
13	182	4,17	48	231	5,30
14	183	4,20	49	233	5,34
15	183	4,20	50	235	5,39
16	184	4,22	51	236	5,41
17	185	4,24	52	237	5,45
18	185	4,24	53	239	5,48
19	188	4,31	54	240	5,50
20	191	4,38	55	244	5,59
21	191	4,38	56	245	5,62
22	194	4,45	57	247	5,66
23	195	4,47	58	248	5,69
24	196	4,50	59	252	5,78
25	197	4,52	60	255	5,84
26	198	4,54	61	256	5,87
27	198	4,54	62	260	5,96
28	200	4,58	63	263	6,03
29	200	4,58	64	266	6,10
30	201	4,61	65	275	6,30
31	203	4,65	66	300	6,88
32	204	4,68	67	351	8,05
33	204	4,68	68	367	8,41
34	205	4,70	69	388	8,89
35	206	4,72			

O obsahu vzácnych zemín v otavských monazitoch nachádzame údaje u Jirkovského (1947), ktorý na základe analýz urobených v Nemecku uvádza, že zo strakonických koncentrátov bolo 39 % rozpustné v H_2SO_4 s celkovým obsahom 24,6 % vzácnych zemín: 9,8 % CeO_2, 9,8 % La_2O_3, 4,0 % Nd_2O_3, 1 % Pr_2O_3, okrem 0,3 % ThO_2. Uvádza tiež parciálne analýzy koncentrátov od Sušíc a Modlešovíc, z ktorých vyplýva silné kolísanie obsahov vzácnych zemín. Toto je v súlade s nami pozorovaným kolísaním tória v otavských monazitoch.

Héliový index otavských monazitov

Pri rádioaktívnom rozpade tória vzniká v monazitoch na jednej strane rádiogénne olovo ($_{82}Pb^{208}$), na druhej strane z emitovaných α častíc hélium. Množstvá

oboch stabilných produktov závisia od percentuálneho obsahu materinského izotopu a doby, ktorá uplynula od vzniku príslušného minerálu.

Pre geochronologické merania javí sa héliová metóda menej vhodnou, pretože hélium sa vyznačuje tendenciou migrovať z rádioaktívneho minerálu, v ktorom vzniklo. Vek minerálov vypočítaný na základe obsahov He, U a Th, javí sa preto vo všeobecnosti zníženým oproti skutočnému veku, ak pravda, minerál neobsahuje tzv. nadbytočné hélium. K získaniu presnejších geochronologických údajov pomocou héliovej metódy treba poznať charakter difúzie hélia z príslušného minerálu, ktorý sa zisťuje zložitými meraniami pri rôznych teplotách.

U akcesorických minerálov môže dojsť už primárne k určitej strate hélia, a to tým, že časť α častíc preniká z rádioaktívneho minerálu do okolia. Zjav sa začína silnejšie uplatňovať u zŕn s priemermi okolo 200 mikrónov. Podiel z minerálu vypudených α častíc k héliovým atómom, ktoré ostali v mineráli, veľmi rapídne stúpa, ak priemer rádioaktívneho minerálu klesá pod 100 mikrónov. Aby sa eliminoval tento možný efekt zníženého obsahu He, použili sme k stanoveniu prítomného hélia monazitový koncentrát o zrnitosti nad 200 mikrónov, kde množstvo He, ktoré opustilo minerál v podobe α častíc, je malé.

K vydeleniu He bolo použité 0,2 g koncentrátu obsahujúceho 93 % monazitu a 7 % prímesí. Vzorka bola zahrievaná vo vysokovákuovom systéme pri teplote 1250 °C po dobu 9 hodín. Od získaných aktívnych plynov bolo hélium oddelené v kalciovej piecke, od inertných plynov na uhlí ochladenom tekutým vzduchom. Čistota hélia bola kontrolovaná spektroskopom a jeho objem zmeraný v Mc Leodovom manometri.

Výsledky dvoch nezávislých meraní:

a) He = 0,3570 cc/g koncentrátu/760 mm Hg,

b) He = 0,35615 cc/g koncentrátu/760 mm Hg,

priemerná hodnota = 0,35657 cc/g/760 mm Hg.

Keevilom (1939) udaná rovnica pre vek minerálu podľa nahromadenia hélia je:

$$t = \frac{8{,}40 \times 10^6 \,\mathrm{He}}{\mathrm{U_I} + 0{,}243\,\mathrm{Th}}.$$

Monazitový koncentrát použitý na vydelenie hélia obsahuje podľa analýzy G. Kupču 4,44 % Th.

Obsah uránu bol stanovený fluorimetricky (pozri aj stať o olovenej metóde stanovenia veku otavských monazitov) na 0,313 %.

$\mathrm{U_I}$ činí zo sumárneho uránu reprezentovaného $\mathrm{U_I}$ radom i AcU radom, na základe izotopických rozborov urobených Nierom vždy $\frac{139\,\mathrm{U}}{140}$. V našom prípade činí z celkového uránu (0,313 %) podiel $\mathrm{U_I} = 0{,}311$ %.

Máme teda v našom prípade

$$\text{He} = 0{,}35657 \text{ cc/g},$$
$$\text{U} = 0{,}00311 \text{ g/g},$$
$$\text{Th} = 0{,}0444 \text{ g/g}.$$

Dosadením uvedených hodnôt do vekovej rovnice obdržíme héliový index:

$$l_{\text{He}} = \frac{8{,}40 \times 10^6 \times 0{,}35657}{0{,}00311 + 0{,}243 \times 0{,}0444} \doteq 215 \times 10^6 \text{ rokov}.$$

Vek otavských monazitov na základe olovenej metódy

Z ťažkej minerálnej frakcie otavských náplavov bol elektromagnetickou separáciou pripravený monazitový koncentrát, ktorý bol pod binokulárnym mikroskopom pozbavený všetkých prímesí.

Takto preparovaný monazit vykázal podľa analýzy G. Kupču 4,780 % Th a 0,125 % Pb.

Urán bol stanovený dvoma odchýlnymi metódami: fluorimetricky a polarograficky.

Pri fluorimetrickom stanovovaní sme sa pridržiavali postupu vypracovaného pre monazit G u t t a g o v o u a G r i m a l d i m (1951).

Monazit sa najprv rozložil s NaF a $K_2S_2O_7$ a po prevedení do roztoku bol urán pomocou Na_2CO_3 a K_2CO_3 oddelený od ostatných prvkov tvoriacich nerozpustné hydroxydy a karbonáty.

Z roztoku bola vzatá alikvotná časť odpovedajúca 0,12 mg monazitu odparená v platinovej miske na vodnom kúpeli. Odparok bol stavený s tavidlom z NaF, Na_2CO_3 a K_2CO_3.

Fluorescencia takto pripravenej taveniny bola meraná vo fluorimetri vyhotovenom vo vývojovej dielni ústavu. Fluorimeter pozostáva zo zdroja ultrafialového žiarenia budiaceho fluorescenciu, fotonásobiča s vysokonapäťovým zdrojom a rovnosmerného zosilňovača. Prúd vzbudený fluorescenciou tavidla vo fotonásobiči sa zosilňoval ešte rovnosmerným zosilňovačom a registroval meracím prístrojom.

Z tavenín so známymi obsahmi U bol pripravený diagram, ktorý slúžil na stanovenie uránu v skúmaných vzorkách.

Fluorimetricky bolo v monazite stanovené 0,317 % U.

Vzorka analyzovaná Šaturovou polarograficky vykázala 0,325 % U.

Pre ďalšie výpočty použijem priemernú hodnotu 0,321 % U.

Otavský monazit sa vyznačuje teda týmito obsahmi:

Th . . . . . 4,780 %,

U . . . . . 0,321 % ($U_1 = 0{,}318$ %),
Pb . . . . . 0,125 %.

Vek rádioaktívneho minerálu môžeme podľa rovnice spresnenej K e e v i l o m (1939) vypočítať zo vzťahu:

$$t = \frac{7{,}23 \times 10^9 \text{ Pb}}{\text{U} + 0{,}322 \text{ Th}}.$$

Dosadením uvedených hodnôt Th, U a Pb do rovnice a jej vyčíslením obdržíme pre vek otavského monazitu

$$t = 487 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Pre vyčíslenie veku z Wickmanovho grafu (W i c k m a n 1944) máme pre otavské monazity hodnoty:

$$\text{Pb} = 0{,}125\ \%,$$
$$\text{U} + \text{Th} = 5.101\ \%,$$
$$\text{U} = 0{,}321\ \%, \text{ čiže}$$
$$\frac{\text{Pb}}{\text{U} + \text{Th}} = 0{,}0245,$$
$$\frac{\text{U}}{\text{U} + \text{Th}} = 0{,}063,$$
$$t \doteq 480 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Pre M e l e n ť j e v o v e (1956) nomogramy vyplýva z nameraných hodnôt: $\frac{\text{U}}{\text{Th}} = 0{,}067$; $\frac{\text{Pb}}{\text{Th}} = 0{,}026$, čo odpovedá veku ca

$$t \doteq 475 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Vek otavských monazitov metódou Pb/α

K meraniu bol použitý preparát, ktorý vykázal obsah Pb rovný 0,125 %. α aktivitu som stanovil metódou tenkej vrstvy, t. j. s malou absorpciou α častíc v preparáte. Nanesenie preparátu o váhe 3,71 mg sa urobilo obvyklou metódou: rozachátovaním monazitu na najjemnejšiu suspenziu v liehu a deponovaním na štvorcový nosič o rozmeroch 12×12 mm.

Merala sa α aktivita takto pripraveného preparátu.

Pre hrúbku preparátu vyjadrenú vo vzdušných cm platí všeobecne:

$$\tau = \frac{m}{A \,.\, \mu \,.\, d_s} = \frac{m \,.\, R_a}{A \,.\, R_s \,.\, d_s},$$

kde m je hmota vzorky v g,

A — plocha zaujímaná vzorkou v cm^2,

μ — pomer doletu α častíc v meranej vzorke k doletu vo vzduchu $\left(\mu = \frac{R_s}{R}\right)$,

d_s — špecifická váha prostredia v g/cm^3,

R_s — efektívny dolet α častíc systému v danom prostredí, v našom prípade v monazite,

R — efektívny dolet α častíc systému v normálnom vzduchu v cm. V našom prípade sme za stredný efektívny dolet α častíc tóriového radu s α žiaričmi Th, RdTh, ThX; Th, ThA, ThC+ThC′ považovali hodnotu 4,81 cm udávanú Yagodom (1949).

Dosadením za $R_s = 0{,}0003194 \frac{R_s \cdot \psi_s}{d_s}$ cm sa mení rovnica na:

$$\tau = \frac{3130\ m}{A \cdot \psi_s},$$

kde ψ_s je preniknuteľnosť prostredia (= monazitu, ako bola vyčíslená na str. 9).

Z hodnôt pre dané experimentálne podmienky:

$$m = 0{,}00371\ \text{g},\ A = 1{,}44\ \text{cm}^2,\ \psi_s = 9{,}2$$

vyplýva

$$\tau = 0{,}877\ \text{cm}.$$

Nad tenký preparát monazitu s $\tau = 0{,}877$ cm, pripravený vyššie uvedeným spôsobom, bola vo vzdialenosti 0,02 cm fixovaná doska s nukleárnou emulziou a vystavená pôsobeniu α častíc po dobu 191,78 hod.

Po vyvolaní a usušení boli v pravidelných pruhoch pretínajúcich celú exponovanú plochu počítané stopy α častíc tak, aby boli získané hodnoty odpovedajúce priemernej vzorke. Po korekcii na pozadie nukleárnej dosky (stopy α častíc od rádioaktívnych prímesí, ktoré v malých množstvách emulzia a sklo dosky vždy obsahujú) bolo takýmto spôsobom napočítané celkom 10 510 stôp α častíc na ploche 1,05688 mm^2.

Uvedená hodnota odpovedá 7466,82 α časticiam na 144 mm^2 za jednu hodinu, zaregistrovaným nukleárnou emulziou, čiže $n = 2016{,}6$ α časticiam zachyteným nukleárnou emulziou z 1 mg vzorky za jednu hodinu.

Celkový počet skutočne emitovaných α častíc je odvislý od absorpcie v preparáte (ktorá sa u preparátov nekonečne tenkých blíži k nule), od vzdialenosti

preparátu od nukleárnej emulzie, od efektívneho doletu α častíc daného systému, ako aj od citlivosti daného registračného zariadenia na α častice. Je daný:

$$\alpha_S = \frac{2 \cdot n_r}{1 - \frac{\tau + 2l}{2(R - \varrho)}},$$

kde α_S — počet skutočne emitovaných α častíc,
n_r — počet zaregistrovaných α častíc,
τ — hrúbka preparátu vo vzdušných cm,
l — vzdialenosť preparátu od nukleárnej emulzie,
R — efektívny dolet α častíc daného systému; v našom prípade 4,81 pre tóriový rad, kým uránový rad pre nízky obsah neberieme osobitne do úvahy.
ϱ — minimálny priebeh α častice, ktorý môžeme ešte zaregistrovať.

Pre dané usporiadanie bola zvolená hodnota $\varrho = 0{,}81$ cm.

$$\alpha_S = \frac{2 \times 2012{,}6}{1 - \frac{0{,}877 + 0{,}040}{2(4{,}81 - 0{,}81)}} = 4543 \ \alpha/\text{mg/hod.}$$

V geochronologickej metóde Pb/α vypracovanej E. S. Larsenom so spolupracovníkmi (1952) je vek rádioaktívneho minerálu v miliónoch rokov daný vzťahom

$$l = \frac{c \cdot \text{Pb}}{\alpha_S},$$

kde α_S — absolútna α aktivita preparátu vyjadrená počtom α častíc emitovaných z 1 mg za 1 hodinu,
Pb — obsah rádiogénneho olova v p. p. m, čiže γ (vo váhových častiach Pb na milión váhových dielov preparátu),
c — konštanta charakterizujúca pomer rádioaktívnych radov v danom preparáte. Pre tóriový rad sám obnáša 1980, pre uránový 2680 a pre približne rovnaké obsahy uránu a tória ca 2325.

Otavské monazity sa vyznačujú týmito hodnotami:
Pb = 1250 p. p. m,
α_S = 4543 α/mg/hod,
c = 2000 (hodnota zvolená ako najpravdepodobnejšia).

Vek otavských monazitov na základe metódy Pb/α je teda

$$t = \frac{2000 \times 1250}{4543} \doteq \underline{550 \times 10^6 \text{ rokov.}}$$

Héliový index monazitov na základe α héliovej metódy

Táto metóda na stanovenie vekov geologických objektov bola predložená R. D. Evansom a C. Goodmanom roku 1943 (E v a n s — G o d m a n 1944). Pri nej sa analogicky ako u práve prebranej metódy Pb/α množstvo rádioaktívnych látok určuje meraním absolútnej α aktivity preparátu, ktorá udáva, akou mierou sa v dôsledku α rozpadu vytvára hélium.

Pomer medzi množstvom v preparáte prítomného hélia a jeho absolútnou α aktivitou je priamo závislý od doby, ktorá uplynula od vzniku príslušného minerálu alebo horniny, pravda za predpokladu, že nedošlo k difúzii a stratám hélia počas geologických dôb. Tento predpoklad býva však pomerne zriedkakedy celkom splnený.

Podľa uvedených autorov je aproximatívny vek t_0 daný vzťahom:

$$t_0 = \frac{30{,}7 \text{ He}}{8N_U + 7N_A + 6N_T}.$$

He = obsah hélia na jeden g skúmanej látky udávaný v 10^{-5} cc za štandardných podmienok 0 °C, 760 mm Hg.

$8H_U + 7N_A + 6N$ = skutočná absolútna α aktivita na jeden g/hod, vypočítaná z meranej aktivity, vyjadrujúca rýchlosť tvorby hélia.

Vzorka mikroskopicky vyseparovaného monazitu vykázala, ako už bolo uvedené

4543,115 α rozpadov na 1 mg preparátu za 1 hod.,

čiže

4 543 115 α rozpadov g/hod.

Monazit zahrievaný po dobu 10 hodín pri 1250 °C vo vysokovákuovom systéme vydelil prepočítané na štandardné podmienky $38\,286 \times 10^{-5}$ cc hélia na 1 g monazitu.

Aproximatívny vek je potom daný:

$$t_0 = \frac{30{,}7 \times 38\,286}{4\,543\,115} = \underline{256 \times 10^6 \text{ rokov.}}$$

Evans a Godman (l. c.) udávajú i substitučnú metódu na získanie skutočného veku z aproximatívneho t_0. U mladých minerálov do 500 mil. rokov je však odchýlka medzi skutočným a aproximatívnym vekom nepatrná. Ďalšie spresnenie stráca v našom prípade svoje opodstatnenie už i preto, že došlo k značným stratám hélia.

Záver

Monazity otavských náplavov boli po geochronologickej stránke zhodnotené štyrmi odchylnými metódami a poskytli tieto údaje:

1. metóda He/U, Th $t = 215 \times 10^6$ rokov,
2. metóda He/α $t = 256 \times 10^6$ rokov,
3. metóda Pb/U, Th $t = 487 \times 10^6$ rokov,
4. metóda Pb/α $t \doteq 550 \times 10^6$ rokov.

Výsledky môžeme zhrnúť do dvoch skupín. Do prvej patria tie, ktoré sa opierajú o hélium ako stabilný konečný produkt rádioaktívneho rozpadu, pričom obsah materinských aktívnych izotopov bol určovaný buď chemickou cestou (U, Th), alebo sčítaním emitovaných α častíc. Hodnoty absolútnych „vekov" sú v tomto prípade nízke: 215 a 256×10^6 rokov. V predchádzajúcich statiach boli tieto „veky" v zmysle návrhu Keevila (1941) označené ako héliový index.

Pod héliovým indexom rozumieme takú hodnotu „absolútneho veku", ktorá bola získaná obyčajným dosadením nameraných hodnôt ako He, U, Th, α aktivity do vekovej rovnice.

Ako však ukázali rozsiahle výskumy celého radu pracovníkov, vedie takýto výpočet len zriedkakedy a u pomerne málo minerálov k hodnotám rovným skutočnému absolútnemu veku.

Obvykle býva héliový index nižší ako skutočný vek, a to v dôsledku toho, že väčšina minerálov a hornín postupne stráca určitú časť hélia. Korekciu na stratu hélia môžeme urobiť, ak poznáme priebeh retentivity (prípadne difúzie) hélia v skúmanom objekte za rôznych teplôt. Takáto metóda na zistenie vhodnosti určitých minerálov ku geochronologickým meraniam opierajúcim sa o obsahy hélia bola vypracovaná najmä Gerlingom.

Zatiaľ nám nebolo možné z technických príčin stanoviť retentivitu hélia u otavských monazitov.

Monazit však patrí k minerálom, u ktorých dochádza obvykle k unikaniu He.

Héliové indexy u otavských monazitov odpovedajú karbónu, ktorý je hornou možnou hranicou ich skutočného veku, za neopodstatneného predpokladu, že všetko He ostalo v mineráli.

Héliové indexy otavských monazitov by sme uviedli do súladu s meraniami druhej skupiny, a to Pb/U, Th; Pb/α, ak by sme predpokladali, že v monazitoch

ostala iba asi polovica, prípadne niečo menej hélia, ako bolo v nich od ich vzniku rádioaktívnym rozpadom vyprodukované.

Retentivita monazitu by bola v našom prípade veľmi zhruba podobná retentivite bázických hornín, udávanej K e e v i l o m (l. c.).

G e r l i n g (1939) udáva pre vzorku monazitu 47 % stratu hélia, a to na základe výpočtov difúzneho tepla. Približne analogické percentuálne množstvá hélia museli podľa našich výskumov uniknúť aj z otavských monazitov.

K výsledkom geochronologických metód opierajúcich sa o sčítanie α častíc emitovaných otavskými monazitmi treba uviesť, že vykázaný zvýšený vek oproti Pb/U, Th metóde je ovplyvnený aj tým, že za zdroj α častíc boli počítané izotopy Th radu, ktoré sú slabším α žiaričom ako U rad a vykazujú aj vyšší stredný dolet α častíc.

Geochronologické merania druhej skupiny, a to metódami Pb/U, Th a Pb/α sa opierajú o olovo ako stabilný produkt rádioaktívneho rozpadu. Sú preto oveľa spoľahlivejšie ako héliové metódy, pretože u nich nedochádza k tak ďalekosiahlej migrácii ako u predchádzajúcej skupiny.

Obsah primárneho nerádiogénneho olova býva v monazitoch nízky — obvykle niekoľko tisícin percenta a len v celkom výnimočných prípadoch dosahuje až 0,0120 %, ako vyplýva z izotopických analýz Pb z monazitov (G. R. T i l t o n — L. O. N i c o l a y s e n 1957). I keď bez izotopického rozboru nie je možné urobiť korekciu na primárne olovo a tým spresniť vyčíslený absolútny vek, dá sa veľmi zhruba urobiť — na základe uvedeného — odhad, do akej miery môže byť nekorigovaný výsledok skreslený prítomnosťou primárneho Pb.

Samým problémom využívania analýz monazitov k presnému a spoľahlivému geochronologickému datovaniu sa zaoberal celý rad pracovníkov. V podstate ide o možnosť zistenia, do akej miery môžu byť sekundárne zjavy ako vylúhovanie uránu a olova, prípadne ich prínos zistené a pri výpočtoch eliminované.

Zjav bol okrem iných študovaný D. G u i m a r a e s o m a F. P e i x o t o m (1953) na čiastočne zvetraných monazitoch. Tieto boli podrvené a separované do troch kategórií: na celkom čerstvý, čiastočne a silne zmenený monazit.

Autori uvádzajú, že u monazitov bez uránu pozorovať pri zvetrávaní tendenciu k znižovaniu obsahu Pb. Naopak u monazitov s vysokým obsahom uránu pribúda olova v zmenených okrajových partiách.

Spoľahlivejší obraz možno získať o týchto dejoch kvantitatívnym izotopickým rozborom Pb z monazitov (T i l t o n — N i c o l a y s e n 1957; V i n o g r a d o v 1956; H o l m e s 1947 atď.).

Otavské monazity pochádzajúce z aluviálnych náplavov mohli byť do určitej miery postihnuté uvedenými zmenami. Snažili sme sa však vyhnúť použitiu rozloženého materiálu tým, že sme na analýzy pod mikroskopom vyberali len čerstvé zrná i keď je zrejmé, že väčšinu zmien môže odhaliť jedine izotopický rozbor.

Napriek tomu sa domnievam, že vznik otavských monazitov môžeme i za predpokladu určitých sekundárnych zmien v obsahoch U a Pb podľa výsledkov Pb/U, Th a Pb/α metód klásť zhruba do obdobia medzi algonkium a kambrium, a to do spodného kambria, prípadne až vrchného algonkia.

Nie bez zaujímavosti by bola detailná štúdia, doplnená izotopickým rozborom celkom intaktných monazitov uvoľnených z čerstvých hornín.

30. IV. 1957

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

[1] Evans R. D. — Goodman C., 1944: Alpha-helium method for determining geological ages. Phys. Rev. 65, 7/8. — [2] Finney G. D. — Evans R. D., 1935: The activity of solids determined by alpha-ray counting. Phys. Rev. 46. — [3] Guttag N. S. — Grimaldi F. S., 1951: Fluorimetric determination of uranium in shales, lignites and monazites after alkali carbonate separation. Trace Elements. Inv. Rept. 153 A. — [4] Hollander J. M. — Perlman J. — Seaborg G. T., 1953: Table of isotops. Rev. of. Modern Physics 25. No 2. Berkeley, California. — [5] Holmes A., 1947: The construction of a geological timescale. Trans. Geol. Soc. Glas. XXI. Glasgow. — [6] Holmes A., 1947: Monazite as a geological timekeeper. Proc. Roy. Soc. Edinburg B 63, Pt. II. — [7] Jirkovský R., 1947: Chemický a nerostný průzkum otavských zlatonosných monazitových písků. Věst. SGÚ 5. Praha. — [8] Keevil N. B., 1939: The calculation of geological age. Amer. Journ. Sci. 237. — [9] Keevil N. B., 1941: Terminology in age-work, Amer. Jour. Sci. 239, 8. — [10] Kettner R., 1930: O postavení metamorfovaných ostrovů v oblasti Středočeského žulového masivu. Sborník StGÚ IX. Praha. — [11] Kettner R., 1946: Některé problémy českého algonkia a kambria. Sborník StGÚ XIII. Praha. — [12] Kratochvíl J., 1936—1948: Topografická mineralogie Čech. Sv. I.—V. Praha. — [13] Larsen E. S. jr. — Keevil N. B. — Harrison H. C., 1952: Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. Bull. Geol. Soc. Amer. 63. — [14] Nesmejanov A. N. — Lapickij A. V. — Rudenko N. P., 1954: Polučenie radioaktivnych isotopov. Moskva. — [15] Peixoto F. — Guimarães D., 1953: Problemas de cronogeologia. Instituto de pesquisas radioativas. Publicação 1. Belo Horizonte. — [16] Preis K., 1897: Analysen einiger böhmischen Mineralien. Sitz.-Ber. böhm. Ges. d. Wiss. XIX. (cit. N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. 1899. Stuttgart). — [17] Tilton G. R. — Nicolaysen L. O., 1957: The use of monazites for age determination. Geochim. Cosmochim. Acta 11, 1/2. London—N. York—Paris. — [18] Vinogradov A. P., 1956: Sravnenje dannych po vozrastu porod polučennych različnymi metodami i geologičeskije vyvody. Geochimija 5. Moskva. — [19] Vojtěch V., 1936: Žulové pegmatity u Domažlic a Poběžovic a jejich hospodářský význam. Sborník St.GÚ XI. Praha. — [20] Wickman F. E., 1944: A graph for the calculation of the age of minerals according to the lead method. Sveriges Geologiska Undersökning, Arsbok 37, 7. Stockholm. — [21] Yagoda G., 1949: Radioactive measurements with nuclear emulsions. N. York.

JÁN KANTOR

GEOCHRONOLOGISCHE STUDIEN DER MONAZITE AUS DEN ABLAGERUNGEN DES OTAVA-FLUSSES IN SW-BÖHMEN DURCH ANWENDUNG DER METHODEN He/UTh, He/α, Pb/UTh und Pb/α

Die quartären Schotter- und Sandablagerungen der Otava und ihrer Zuflüsse in Südwestböhmen wurden stellenweise schon durch die Kelten wegen ihres Goldgehaltes abgebaut, worüber zahlreiche verlassene Seifen zeugen. Aus ihnen wurde gegen das Ende des vorigen Jahrhundertes außer einer Reihe interessanter Minerale auch Monazit beschrieben.

Seit dieser Zeit wurde er mehrmals in der Literatur erwähnt (Literatur bei Kratochvil l. c.) und auch aus anstehenden Pegmatiten in der Nähe von Písek beschrieben.

Neuestens widmete Jirkovský (1947) dem Chemismus und der mineralogischen Zusammensetzung der hiesigen Ablagerungen seine Aufmerksamkeit. In seinem Artikel befaßt er sich mit den Gold- und Thoriumgehalten von Konzentraten aus der Umgebung von Strakonice, Modlešovice und Horaždovice und gibt 0,18—0,55 % ThO_2-Gehalte an.

Monazitführende Flußsande und Schotter kommen in einem Gebiete vor, an dessen geologischen Baue sich die südwestlichen Ausläufer des mittelböhmischen Plutons und hauptsächlich kristalline Schiefer des Moldanubikums beteiligen.

Bei den vielen, bis heute offen gebliebenen Fragen über die stratigraphisch-tektonische Entwicklung dieses Gebietes, bietet eine geochronologische Auswertung der hiesigen Monazite gewisses Interesse.

Der Monazit kommt in den Ablagerungen in der Form gut abgerundeter Körner, deren Durchmesser am gewöhnlichsten zwischen 0,15—0,30 mm schwankt. Größere Körner sind viel seltener und nur ausnahmsweise überschreitet ihr Durchmesser 0,5 mm. Gut ausgebildete Kristalle kommen auch vor, bilden jedoch nur einen geringen Bruchteil der ganzen Monazitmenge.

Die Farbe der Monazite ist gewöhnlich braungelb. In vielen Monazitkörnern macht sich stellenweise unter dem Mikroskope eine auf beginnende Verwitterung zurückzuführende Trübung bemerkbar.

Leider stand mir nur dieses, aus den alluvialen Sanden stammendes Material zu den Untersuchungen zur Verfügung, wo man auch eine gewisse sekundäre Migration von Pb und U zulassen muß.

Ich nütze diese Gelegenheit aus, um G. Kupčo für zwei Thorium- und eine Blei- und Šaturová eine Uran-Analyse meinen Dank auszudrücken.

Thoriumgehalte der Monazite

Durch elektromagnetische Separation und schwere Lösungen konzentrierter Monazit wurde noch unter dem binokularen Mikroskope von fremden Beimengungen und stärker verwitterten Monazitkörnern abgetrennt.

In den Monaziten wurde die Verteilung radioaktiver Substanzen durch Anwendung von Kernemulsionen geprüft. Diese Untersuchungen zeigten, daß die radioaktiven Elemente ziemlich gleichmäßig in den Monazitkörnern auftreten, wie es die Verteilung von Spuren nach Alpha-Teilchen in den Kernemulsionen beweisen.

Häufiger fand man unter dem Mikroskop Monazitkörner, die kleine Inklusionen eines schwarzen opaken Minerales enthielten. Da die Möglichkeit bestand, daß es sich um ein aktives Mineral handelt, wurde es alpharadiographisch untersucht. Es wurde kein Alpha-Strahler in diesem Erzminerale festgestellt.

Obzwar in den einzelnen Monazitkörnern die Radioaktivität ziemlich gleichmäßig verteilt ist, finden sich auch Körner, die eine gewisse Zonalität aufweisen. Die Unterschiede zwischen den Zonen sind jedoch ziemlich gering.

Räumlich kleine, stark radioaktive Zentren wurden in den Monaziten nicht beobachtet. Ähnlich konnte bei der Alpha-Radiographie keine intensivere Anhäufung stärker aktiver Substanzen längs Spalten festgestellt werden.

Obzwar die Radioaktivität verschiedener Teile eines und desselben Monazitkornes nur geringen Schwankungen unterworfen ist, finden sich von Korn zu Korn größere Unterschiede.

Um ein Bild über die Th/und U/-Gehalte einzelner Monazitkörner zu gewinnen, wurde eine Reihe von 70 Körnern untersucht. Es wurde ein Dünnschliff hergestellt und die Methode eines an Alpha-Teilchen gesättigten Präparates angewendet.

Aus der Zahl der Alpha-Teilchen-Spuren wurde die Flächenaktivität T_α in $\alpha/cm^2/sek.$ festgestellt.

Nach Yagoda (1949) verhält sich die Flächenaktivität eines Alpha-gesättigten Präparates zu den U- und Th-Gehalten nach der Formel

$$T_\alpha = \Psi\ (25{,}73\ U + 7{,}80\ Th),$$

wo U und Th in g/g ausgedrückt sind.

Ψ wurde nach einer Analyse des Monazites von Písek zu 9,5 errechnet und wird für einen Monazit aus Südafrika durch Yagoda (l. c.) als 9,2 angegeben.

Die Ermittlung des Th- und U-Gehaltes nach der angegebenen Formel setzt die Kenntnis des $\frac{U}{Th}$ Verhältnisses voraus. Diese Ermittlung aus einem und demselben Korn, verknüpft noch mit der Zählung von Alpha-Teilchen über einem Alpha-gesättigten Präparat, ist jedoch im gegebenen Falle undurchführbar.

Es wurden deshalb alle Alpha-Teilchen als von der Thoriumreihe emittiert betrachtet, was bei Urangehalten zu einer scheinbaren Erhöhung der so errechneten Th-Gehalte führt, da die Uranreihe einen stärkeren Alpha-Strahler darstellt.

Die Ergebnisse solcher Messungen sind in der Tabelle No. 3 auf der Seite 13 des slowakischen Textes angeführt. Sie zeigen die Grenzen, zwischen welchen die Th/und U/-Gehalte in den einzelnen Monazitkörnern schwanken.

In der bisherigen Literatur finden wir bei Krejčí Angaben über den Thoriumgehalt der Monazite aus den Anschwemmungen des Flusses Otava. Seiner Analysen nach ergaben reine Monazite 4,15—4,65 % ThO_2-Gehalte. Preis (1897) gibt in einem Monazit aus einem Pegmatitgang des Steinbruches „U obrázku" bei Písek 5,85 % ThO_2 an.

Diese beiden älteren Analysen fallen in die Grenzen der durch uns ermittelten Th-Werte. Aus unseren Analysen geht hervor, daß sich die Aktivität einzelner Monazitkörner — bezogen auf Th — am häufigsten zwischen 4—6 % bewegt.

Quantitative Angaben über den Gehalt an anderen seltenen Erden reiner Monazite aus der Otava wurden bisher nicht publiziert.

Jirkovský (l. c.) zittiert Ergebnisse solcher in Deutschland ausgeführter Analysen verschiedener Konzentrate. Die Konzentrate aus der Umgebung von Strakonice sollen bis zu 39 % in H_2SO_4 löslich sein und 9,8 % CeO_2, 9,8 % La_2O_3, 4,0 % Nd_2O_3, 1 % Pr_2O_3, neben 0,3 % ThO_2 enthalten. Wie ein Vergleich mit analogischen Analysen von Sušice und Modlešovice zeigt, sind die seltenen Erden sehr variabel in den Monaziten vertreten und weisen ähnliche Schwankungen wie die Th-Gehalte aus.

Heliumindex der Monazite

Mit Heliumindex bezeichne ich im Einklange mit Keevil (1941) unkorrigierte „Altersangaben", die durch einfache Substitution von He, U, Th, bzw. Alpha-Aktivität in die Gleichungen für absolutes Alter erhalten wurden.

Die Korrektion beruht hauptsächlich auf der Ermittlung der Gesamtmenge des seit der Entstehung des Minerals (Gesteins) durch Alpha-Aktivität produzierten Heliums, die gewöhnlich nicht mit der durch Analyse gefundenen Menge übereinstimmt.

Untersuchungen über die Diffusion des Heliums aus den otavaer Monaziten bei verschiedenen Temperaturen, die ein Bild über die möglichen Heliumverluste geben könnten (Gerling 1939), konnten wir nicht durchführen.

Bei der Anwendung der Heliummethode auf akzessorische radioaktive Minerale muß man noch mit Heliumverlusten rechnen, die durch direkte Emittierung der Alpha-Teilchen aus den akzessorischen Mineralen in ihre Umgebung verursacht werden.

Der Heliumindex der otavaer Monazite wurde durch die He/U, Th und die He/α-Methode ermittelt.

a) He/U, Th-Methode

Von den radioaktiven Elementen wurde im otavaer Monazit

4,440 % Th
0,313 % U

gefunden.

Helium wurde in einem Hochvakuumsystem durch 9stündige Erhitzung aus dem Monazit freigemacht. Nach der Reinigung von anderen aktiven Gasen im Kalziumoffen, und inerten Gasen auf durch flüssige Luft gekühlter Holzkohle wurde es spektroskopisch kontrolliert und in einem Mc Leod'schen Manometer gemessen. Diese Messungen ergaben

0,35657 cc He/gr/760 mm Hg.

Keevil's (1939) Gleichung für absolutes Alter nach der Heliummethode ist:

$$t = \frac{8{,}40 \times 10^6 \mathrm{He}}{\mathrm{U_I} + 0{,}2431\,\mathrm{Th}}.$$

Durch Einführung der gemessenen He, U, Th-Mengen erhalten wir für die Monazite aus der Otava den Heliumindex

$$t = 215 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

b) He/α-Methode

An einer weiteren Monazitprobe wurde der Heliumindex durch Messung der Alpha-Aktivität und des Heliumgehaltes ermittelt.

Wir benutzten eine 0,877 Luft-Zentimeter dicke Probe fein-achatierten Monazites, über die in einer Entfernung von 0,02 cm eine Kernplatte angebracht wurde.

Die Aktivität dieses Präparates betrug:
4,543.115 Alpha-Zerfälle pro Gramm pro Stunde.

Ihr Heliumgehalt wurde auf 38.286×10^{-5}cc pro 1 Gramm Monazit ermittelt.

Nach der durch Evans und Goodman (1944) ausgearbeiteten Alpha-Helium-Methode ist das approximative Alter t_0, durch die Beziehung:

$$t_0 = \frac{30{,}7\mathrm{He}}{8N_U + 7N_A + 6N_T} \text{ gegeben.}$$

He — ist der Heliumgehalt pro 1 g Probe in 10^{-5}cc unter Standardbedingungen.
$8N_U + 7N_A + 6N_T$ — die absolute Alpha-Aktivität pro Gramm pro Stunde.

Aus den gemessenen Werten ergibt sich für den Heliumindex unserer Monazite

$$t_0 \doteq 256 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

Alter der Monazite nach der Pb/U, Th-Methode

Der Pb-Gehalt der Monazite wurde durch Kupčo spektrographisch als Durchschnitt von 4 Analysen zu 0,125 % ermittelt. Eine polarographische Analyse ergab 0,13 % Bleigehalt.

Ähnlicherweise wurden zur Bestimmung des Urangehalts zwei analythische Methoden angewandt: die fluorimetrische und die polarographische.

Bei der fluorimetrischen Methode wurde die durch UV-Strahlen hervorgerufene Fluoreszenz einer Fluoridenschmelze mit Hilfe eines Fotovervielfachers und Gleichstromverstärkers gemessen. Wir benutzten dabei den durch Guttag und Grimaldi (1951) für Monazite ausgearbeiteten Analysengang.

Diese Messungen ergaben für Monazit aus der Otava 0,317 % U-Gehalt.

Zu ähnlichen Ergebnissen führte auch die durch Šaturová ausgeführte polarographische Analyse, u. zw. 0,325 % U.

Für die weitere Auswertung wurde das Mittel aus diesen bei den Messungen 0,321 % benützt.

Wir haben somit:

Pb . . . 0,125 %
Th . . . 4,78 %
U . . . 0,321 % (= 0,318 % U_I).

Die Gleichung für absolutes Alter nach Keevil (1939) ist

$$t = \frac{7{,}23 \times 10^9 \mathrm{Pb}}{U_I + 0{,}322\mathrm{Th}}.$$

Für Monazite aus der Otava erhalten wir nach dieser Formel ein absolutes Alter

$$t = 487 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

Zur Auswertung nach Wickman's (1944) Graph folgt aus den Analysen $\frac{\mathrm{Pb}}{\mathrm{U} + \mathrm{Th}} = 0{,}0245$ und $\frac{\mathrm{U}}{\mathrm{U} + \mathrm{Th}} = 0{,}063$, was zum absoluten Alter

$$t \doteq 480 \times 10^6 \text{ Jahren führt.}$$

Alter der Monazite nach der Pb/α-Methode

Es wurde für die Messung der absoluten Alpha-Aktivität dieselbe Probe reines Monazites angewandt, die einen Pb-Gehalt von 0,125 % auswies.

Wir bereiteten ein 0,877 Luft-Zentimeter dünnes Präparat, über welchem eine Kernplatte in einer Entfernung von 0,02 cm angebracht wurde. Nach 191,78stündiger Exposition wurde die Kernplatte entwickelt und die Zahl der Spuren nach Alpha-Teilchen pro Flächeneinheit gezählt.

Bei der Berechnung der absoluten Aktivität betrachteten wir alle Alpha-Teilchen als ein Produkt des radioaktiven Zerfalles der Thoriumreihe allein, und vernachlässigten den Anteil der Uranreihe. Die Reichweite von Alpha-Teilchen wurde gleich 4,81 cm (Yagoda l. c.) gesetzt.

Unter diesen Bedingungen ergibt sich die absolute Alpha-Aktivität der otavaer Monazite als

$$\alpha_s = 4{,}543 \ \alpha/\text{Milligram/ Stunde.}$$

Bei der durch Larsen und Mitarbeiter (1952) ausgearbeiteten Pb/α-Methode ist das absolute Alter

$$t = \frac{c \,.\, \text{Pb}}{\alpha_S},$$

c = Konstante, die das Verhältnis der $\frac{\text{U}}{\text{Th}}$ Gehalte ausdrückt.

Im gegebenen Falle wurde $c = 2000$ gewählt.

Pb = Bleigehalt in Milliontel.

α_S = Absolute Alpha-Aktivität pro Milligramm pro Stunde.

Das absolute Alter der Monazite beträgt danach annähernd

$$t \doteq 550 \times 10^6 \text{ Jahre.}$$

Zusammenfassung

Die Monazite aus den alluvialen Ablagerungen des Flusses Otava wurden auf ihren Pb, He, U, Th-Gehalt, sowie auch auf die absolute Alpha-Aktivität untersucht. Die Ergebnisse dienten zur Auswertung des Alters der Monazite nach vier geochronologischen Methoden: He/U,Th; He/α; Pb/U,Th; Pb/α.

In eine Gruppe können wir die Resultate jener Methoden zusammenfassen, die sich auf Helium, als stabiles Endprodukt des radioaktiven Zerfalles stützen. Zur anderen gehören diejenigen, bei welchen das Alter nach dem Pb-Gehalt und Alpha-Aktivität, resp. U-Th-Gehalt berechnet wurde.

Das unkorrigierte Alter nach den Heliummethoden, oder der sogenannte Heliumindex, entspricht bei den otavaer Monaziten dem Karbon, u. zw. bei der Annahme, daß sie keine Heliumverluste erlitten haben.

Wie jedoch ausgedehnte Untersuchungen zeigten, existiert nur eine sehr beschränkte Anzahl von Mineralen, die sich durch hohe Retentivität des Heliums kennzeichnen und fast keine, oder nur sehr geringe Heliumverluste ausweisen.

In diesen Fällen stimmt das absolute Alter mit dem Heliumindex überein.

Monazit gehört nicht zu diesen retentiven Mineralen. Es wären deshalb weitere Untersuchungen über Heliumabgabe bei verschiedenen Temperaturen nötig, um ein Bild über die nötige Korrektion des Heliumindexes auf absolutes Alter zu erhalten.

Nach Vergleich mit den Pb/U, Th und Pb/α-Methoden muß man voraussetzen, daß der derzeitige Heliumgehalt der otavaer Monazite etwas weniger, als 50 % des durch radioaktiven Zerfall produzierten Heliums beträgt.

Gerling (1939), der die Diffusionswärme einer Reihe radioaktiver Minerale untersuchte, um ihre Geeignetheit für Altersbestimmungen nach der Heliummethode zu prüfen, gibt Monazite mit 47 % Heliumverlusten an, was mit den Verlusten unserer Monazite vergleichbar ist. Basische Gesteine weisen nach Keevil (1941) analogische Verhältnisse aus.

Die geochronologischen Messungen der zweiten, sich auf Pb stützenden Gruppe, geben viel bessere Resultate, da hier gewöhnlich die sekundären Verschiebungen der Elemente eine bedeutend geringere Rolle spielen. Der Einfluß der Verwitterung von Monaziten auf deren Pb, U, Th-Gehalt wurde n. a. durch Guimarães und Peixoto (1953) studiert. Nach diesen Autoren soll man bei Monaziten mit geringen Uran-Gehalten bei der vorschreitenden Verwitterung eine Tendenz zur Erniedrigung der Blei-Gehalte beobachten. Im Gegenteil dazu soll in den verwitterten Randpartien uranhaltiger Monazite der Blei-Gehalt steigen.

Natürlich kann über solche sekundäre Erscheinungen nur eine quantitative isotopische Analyse eine verläßliche Übersicht bieten (Tilton — Nicolaysen 1957, Holmes 1947, Vinogradov 1956 usw.).

Außerdem enthalten Monazite oft primäres, nicht radiogenes Pb. Obzwar diese Gehalte gewöhnlich ziemlich gering (einige Tausendstel %) zu sein pflegen, können sie bis 0,012 % ansteigen (Tilton — Nicolaysen l. c.).

Die Monazite des Otava-Flusses stammen aus alluvialen Anschwemmungen und können deshalb in einem gewissen Grad durch die erwähnten Änderungen betroffen sein. Wir versuchten jedoch stärker zersetztes Material unter dem Mikroskop von der Probe zu beseitigen.

Auch bei der Voraussetzung gewisser sekundärer Änderungen in den Pb- und U-Gehalten können wir nach den Ergebnissen der Pb/U, Th- und Pb/α-Methode die Entstehung der hiesigen Monazite annähernd zwischen Kambrium und Algonkium legen, u. zw. in das untere Kambrium, eventuell bis in das obere Algonkium.

30. IV. 1957

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

LAURENC SNOPKO

STRUČNÁ ZPRÁVA O STRATIGRAFICKOM ROZČLENENÍ SEDIMENTOV STARŠIEHO PALEOZOIKA V ŠIRŠOM OKOLÍ NIŽNEJ SLANEJ

(Prílohy I—II v páske za textom, nemecké resumé)

V letných mesiacoch roku 1955 a 1956 som sa zaoberal podrobným štúdiom geologických pomerov v širšom okolí ankeritových výskytov v úseku Hanková, Kobeliarovo, Nižná Slaná, Volovec. Súčasne s geologickým mapovaním som robil analýzu drobných štruktúrnych prvkov (drobnú tektoniku).

Geografické vymedzenie územia

Mapované územie sa nachádza v povodí rieky Slanej. Zaberá plochu vymedzenú čiarou medzi obcami Veľká Poloma, Henckovce, Nižná Slaná a Kobeliarovo, kde sa hranica mapovaného územia stáča a smeruje ku Karlovej Hute (sútok Dobšinského potoka a rieky Slanej). Severné obmedzenie je dané čiarou Karlova Huta—Súľová (horáreň). Súľovský potok ohraničuje územie z východu.

Stratigrafické členenie staršieho paleozoika

V poslednej dobe vyšla zpráva autorov F u s á n a — M á š k u — Z o u b k a (1954) „Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika", v ktorej sa autori opierajú o stratigrafiu drobovej alpskej zóny a niektoré analógie so sudetským kryštalinikom, na základe čoho rozčleňujú staršie paleozoikum, kambrosilúrsku sériu v Spišsko-gemerskom rudohorí na viac komplexov:

Séria kambrosilúrska, ktorú stotožňujú s gelnickou sériou (Z e l e n k a 1927) a ktorej sedimenty vznikli pred vlastným hercýnskym vrásnením. V sérii vydeľujú zatiaľ tieto zložky:

K a m b r o o r d o v i k (?) tvorený komplexom sedimentárnych a vulkanických hornín. V tomto rozlišujú:

a) „Súvrstvie detritické." Sú to najmä fylity, piesčité fylity, nečisté kremence s rýchlymi mikrofaciálnymi zmenami. Miestami sú tufitické vložky. Na základe analógie s alpskou drobovou zónou predpokladajú vek tohto súvrstvia ako ordovik, s možným zasahovaním aj do kambria.

b) „Súvrstvie vulkanické" porovnávajú s východoalpským „blaseneckým porfýrom". Podľa Metza (1953), zatiaľ bez spoľahlivého dôkazu, patrí súvrstvie do najranejšieho obdobia staropaleozoickej sedimentácie, ktoré zaberá spodný ordovik a snáď aj časť kambria. Fusán—Máška—Zoubek (1954) vyslovujú názor, že vulkanické súvrstvie ako celok môže byť vo vyšších partiách kambrosilúrskej série. Domnievajú sa, že presnejšie zaradenie bude možné urobiť po tektonicko-stratigrafickom zhodnotení súvrstvia s lyditmi a vápencami, ktoré považujú za gotland(?).

Gotland (?)

c) „Súvrstvie organogénne." Vo flyšových sedimentoch je uložené súvrstvie grafitických a šedých bridlíc (fylitov), lyditov [ktoré, ako sa domnievajú, vyskytujú sa len v gotlande(?)] a vápencov. Z tejto sedimentácie usudzujú na prehĺbenie mora a na pokojné sedimentačné podmienky ďaleko od pobrežia.

Stratigrafia staršieho paleozoika v študovanom území

Roku 1953 som konal geologické mapovanie v širšom okolí Nižnej Slanej so zameraním na ankeritové výskyty. Hrubé delenie spomínaných autorov sa ukázalo správnym a v jednotlivých súvrstviach dala sa vypracovať i podrobnejšia stratigrafia. V celej gelnickej sérii vyskytli sa všetky druhy hornín, vďaka priaznivej tektonickej stavbe. (Pozri geologickú mapu a geologický profil.) Najstaršie horniny sa vyskytujú v okolí Vlachova. Je to pomerne hrubé súvrstvie bez porfyroidových výlevov a v súvrství prevládajú detritické horniny. Keďže i v tomto súvrství môžeme pozorovať šošovky lyditov a nielen v súvrství gotlandu (?), ako sa domnievali Fusán—Máška—Zoubek (1954), označím toto súvrstvie ako vlachovské vrstvy. Že je toto súvrstvie staršie ako gotland (?), dokazuje geologická stavba územia. (Pozri geologický profil a geologickú mapu.)

1. Vlachovské vrstvy. Podľa výsledkov geologického mapovania sú najstaršie z kambrosilúrskej série v študovanej oblasti a skladajú sa z dvoch petrograficky odlišných oddielov:

a) Šedé piesčité sericiticko-chloritické fylity, pomerne svetlé, s ojedinelými polohami tmavých chloritických fylitov sú už spodnejším horizontom. Fylity sú slabo epizonálne metamorfované. Často môžeme pozorovať pôvodné zvrstvenie v podobe striedania svetlých piesčitých a tmavších pelitickejších polôh. V celom tomto súvrství pozorovať množstvo lyditových tenkých šošoviek (hrúbka niekoľko dm), ktoré nevytvárajú súvislé horizonty.

b) Stratigraficky vyšším horizontom sú tmavé chloriticko-sericitické fylity s obdobným rozčlenením lyditových šošoviek a rovnakým flyšovým charakterom ako predošlé. V tomto súvrství môžeme pozorovať jeden km JJZ od horárne Stromíž polohu porfyroidových tufov. Podľa ponímania predošlých autorov vlachovské vrstvy mohli by mať nejaké telesá porfyroidov v podloží.

2. Vyššie sú v striedaní porfyroidy, svetlé piesčité fylity, tufy kremitých porfýrov a tufity takého zloženia, ako ich predpokladali roku 1954 Fusán — Máška — Zoubek. Toto súvrstvie podľa charakteristického vývoja v okolí obce Pače na návrh O. Fusána označujem pačianske vrstvy. V študovanom území môžeme spočiatku pozorovať mohutné porfyroidové teleso, do ktorého severne od Vlachova vbieha úzky pruh piesčitých fylitov. Toto teleso môžeme sledovať na geologickej mape. Jeho hrúbka miestami silne kolíše, čo je zapríčinené pravdepodobne aj neskoršími tektonickými pochodmi, najskôr ešte pred usadením fylit-diabázovej série. Nad touto polohou je súvislá poloha svetlých piesčitých fylitov, ktoré neobsahujú lydity. Najvyššiu polohu vytvára znovu teleso porfyroidov, na ktorom leží súvrstvie gotlandu (?). Chcel by som upozorniť ešte na to, že z bežných geologických túr južne od Dobšinej a severne od Vlachova som pozoroval striedanie sa porfyroidových telies s fylitmi, čo svedčí o viacerých efuzívnych prejavoch. Okrem toho som študoval toto súvrstvie juhozápadne od Radzima (k. 975) v priebehu styku gemeríd a veporíd a v menších ostrovčekoch pri Kobeliarove a Petrove. Zatiaľ čo v úseku Dobšiná—Nižná Slaná sa zdá, že porfyroidové telesá vytvárajú určité stabilné horizonty, nemohli by sme toto vzťahovať na celé študované územie, lebo nemáme na to nijaké kritériá. Máška (1956) navrhuje pre kambroordovik názov „pačiansky komplex".

3. Najvyšším súvrstvím, ktoré sa usadilo po prehĺbení morského dna, keď vulkanická činnosť ustala, je súvrstvie gotlandu (?). Toto súvrstvie bolo po prvý raz podrobne opísané pri Betliari (Fusán — Máška, 1956), preto označím toto súvrstvie ako betliarske vrstvy.

a) Súvrstvie v študovanej oblasti má v najspodnejšej časti vyvinuté jemné chloriticko-sericitické fylity, ktoré veľmi zriedka obsahujú i grafitickú substanciu. Vo fylitoch môžeme pozorovať mohutné vápencové šošovky, ktoré sú severovýchodne od Lužice (k. 823 m) v dvoch horizontoch nad sebou.

b) Nad týmto súvrstvím leží poloha jemných kvarcitov v pomerne dosť súvislých polohách.

c) Vyššie nad malou polohou tmavých až čiernych chloritických fylitov leží mocná poloha čiernych, miestami tmavošedých lyditov, ktoré sa spôsobom vystupovania veľmi odlišujú od skôr spomínaných lyditov vo vlachovských vrstvách. Tieto sú vyvinuté len v jednom horizonte pomerne veľkej mocnosti,

zatiaľ čo vo vlachovských vrstvách majú lydity hrúbku niekoľko dm a vytvárajú mnoho polôh v celom súvrství. (Stratigrafia gelnickej série je vyznačená v priloženej tabuľke).

Tektonika

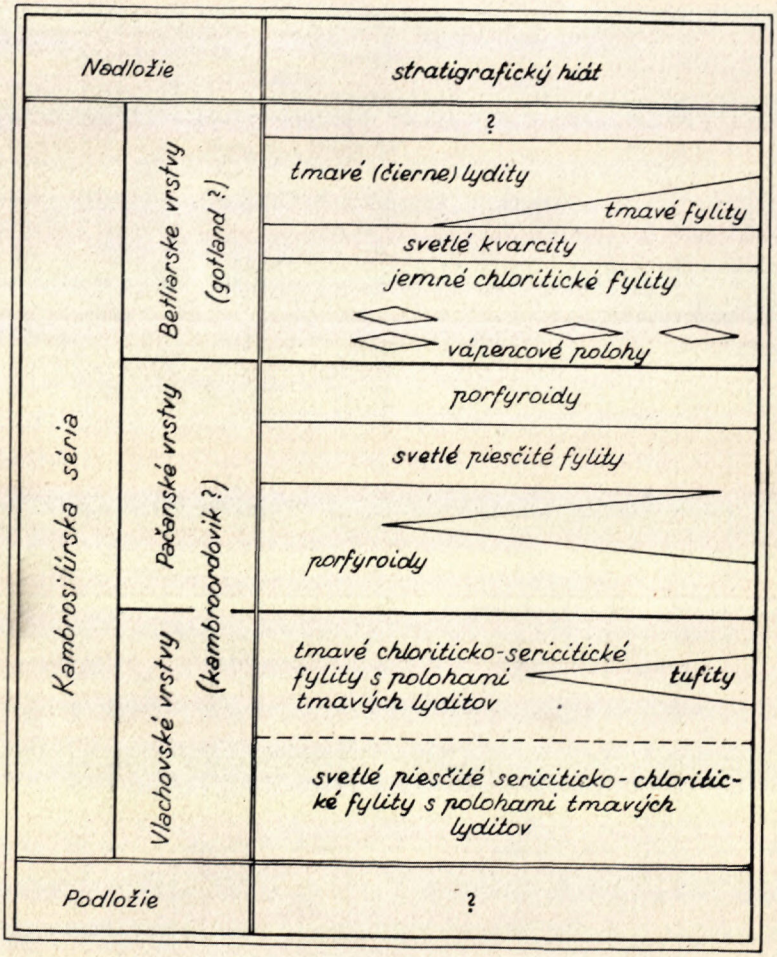
V kambrosilúrskej-gelnickej sérii pozorujeme zaujímavú geologickú stavbu. (Pozri geologickú mapu a geologický profil.) Uplatňuje sa v celom priebehu v úseku Vlachovo—Hnilčík, Nálepkovo, Švedlár v smere ZJZ—VSV. Tektonický štýl je vyjadrený vo forme mohutného antiklinálneho vyklenutia (vzhľad kufrovitej vrásy) a severné krídlo antiklinály je zakryté sedimentmi fylit-diabázovej série. Južné obmedzenie antiklinály predstavuje silne zvrásnenú kambrosilúrsku sériu do synklinálneho tvaru s kolmo vztýčenými ramenami, v jadre ktorej sa uchoval najmladší člen pred oderodovaním — gotland (?). Keďže túto skutočnosť pozorujeme v dosť rozľahlom území, oprávňuje nás táto stavba domnievať sa, že tu ide o germanotypné vrásnenie, u ktorého sa zachovali antiklinálne časti úplné, zatiaľ čo synklinálne časti sú vytiahnuté do úzkych pruhov. Synklinálne pruhy znázorňujem v mapke priloženej k zpráve „Geologické pomery v okolí ankeritového pruhu severne od Veľkej Polomy" (Snopko 1957). Skôr vyslovený názor Kuthanov (1950) o intenzívnom vrásnení a vytvorení ležatých vrás alpínotypného rázu by sa na toto územie nevzťahoval. Z prehľadnej mapy Bystrický—Fusán—Maheľ (1957) sa dá v hrubých črtách vyčítať, že antiklinála smeruje ku Hnilcu a vykazuje určitú diskordanciu k nadložnej fylit-diabázovej sérii. Z úložných pomerov fylit-diabázovej série a kambrosilúrskej série môžeme usudzovať na to, že ešte pred usadením fylit-diabázovej série došlo ku germanotypnému zvrásneniu.

Hnilecká antiklinála, ako ju budem v ďalšom nazývať, poskytla vhodné prostredie pre intrúziu hnileckej žuly, keďže bola mechanicky viac prístupná, čomu napomáhala i zlomová tektonika (Kamenický J. a Kamenický L. 1954, Kordiuk 1941).

Dodatok

V geologickej mape v úseku Nižná Slaná—Súľová (hóráreň), neboli úplne vyznačené mladšie paleozoické súvrstvia. Kamenický L., Zpráva o geol. výskume východnej časti, top. sekcia Dobšiná, Geol. práce, Zprávy 1, 1954. Prehľadná mapa Spišsko-gemerského rudohoria, Bystrický—Fusán—Maheľ 1957. Pri detailnom mapovaní som však zistil, že sa tu vyskytujú dva odlišné vrstevné komplexy. Sú to: kvarcitické súvrstvie a zlepence, ktoré sú diskordantne uložené na staropaleozoických polohách porfyroidov a fy-

litov. Túto skutočnosť som sledoval v celej mapovanej časti a vymedzil som takto súvrstvie kvarcitov a zlepencov, ktoré má na báze lydity. Tieto miestami vytvárajú aj úzke polohy v kvarcitoch a bridliciach. Zlepence sú zložené prevažne z valúnikov mliečneho kremeňa, ojedinele z valúnikov lyditov a fylitov. Tmel horniny je kremitý. Najvrchnejšiu časť tohto súvrstvia vytvárajú tmavé až čierne, piesčité chloritické fylity s viditeľnými klastickými šupinkami muskovitu. Spočiatku sa striedajú s kvarcitickými polohami, neskôr prechádzajú do tmavých chloritických fylitov, tiež i svetlejších piesčitých fylitov. Na základe diskordantného uloženia bazálneho člena tohto súvrstvia voči sta-



Obr. 1. Stratigrafické rozčlenenie sedimentov staršieho paleozoika v okolí Nižnej Slanej. Zostavil L. Snopko 1957.

rému paleozoiku a podľa litologického charakteru pričlenil som toto súvrstvie ku karbónu.

4. III. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

[1] Bystrický J. — Fusán O. — Maheľ M., 1957: Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [2] Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník IV, 2. Bratislava. — [3] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [4] Fusán O. — Máška M., 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava. — [5] Ilavský J., 1957: Prehľadná mapa hlavných rudných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [6] Kamenický J., 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch územia medzi Dobšinou a Mlynkami. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [7] Kamenický J., 1951: Zpráva o ankeritovom pásme medzi Hankovou a Gočovom. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [8] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava. — [9] Kamenický L., 1953: Geologicko-petrografické pomery území medzi osadou V. Hnilec a k. Volovec (s dodatkom). Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [10] — 1954: Zpráva o geol. výskume východnej časti top. sekcie Dobšiná. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [11] Snopko L., 1955: Predbežná zpráva z mapovania rudnej oblasti Niž. Slaná a Kobeliarovo za rok 1955. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [12] — 1957: Geologické pomery v okolí ankeritového pruhu severne od Veľ. Polomy. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [13] Zelenka L., Přehled geologických poměrů území SZ od Košic. Věstník SGÚ III. — [14] — 1927: Přehled geologických poměrů v okolí Krompach na Slovensku. Věstník SGÚ III. — [15] Máška M., 1956: O gelnické, fylit-diabasové a pipitské serii v rámci stavby SpGR.

Príloha I v páske za textom

Geologická mapa územia medzi Nižnou Slanou a Súľovou

Zostavil Laurenc Snopko 1956

Vysvetlivky

Kambrosilúrska séria-gelnická

Kambroordovik (?)

Vlachovské vrstvy: 1. svetlé piesčité sericiticko-chloritické fylity s polohami tmavých lyditov, 2. tmavé chloriticko-sericitické fylity s polohami tmavých lyditov, 3. tufity kremitých porfýrov s bridličnatými vložkami.

Pačianske vrstvy: 4. porfyroidy, 5. svetlé piesčité fylity, 6. diabázové tufy.

Gotland (?)

Betliarske vrstvy: 7. jemné chloritické fylity, 8. vápencové polohy (metasomaticky zmenené v ankerity), 9. svetlé kvarcity, 10. tmavé lydity.

Karbón

Spodný karbón (?)

11. tmavé lydity.

Vrchný karbón

12. kvarcity a zlepence (valúny stmelené kremitým tmelom), 13. kvarcity v striedaní s tmavými chloritickými bridlicami, 14. tmavé chloritické bridlice, 15. kryštalické vápence (s polohami diabázových tufov), 16. tmavozelené chloritické fylity.

Perm

17. zlepenec a bridlice (verukáno).

Mezozoikum

18. zelené bridlice s polohami vápencov (verfén).

Neogén?

19. zlepence (hlinitý tmel).

Kvartér

20. sutina, 21. alúvium, 22. predpokladaná hranica útvaru, 23. profily.

Príloha II v páske za textom

Geologické profily územia medzi Nižnou Slanou a Súľovou

Zostavil Laurenc Snopko 1956

Kambrosilúrska séria

Kambroordovik (?)

Vlachovské vrstvy: 1. svetlé piesčité sericiticko-chloritické fylity s polohami tmavých lyditov, 2. tmavé chloriticko-sericitické fylity s polohami tmavých lyditov, 3. tufity kremitých porfýrov s bridličnatými vložkami.

Pačianske vrstvy: 4. porfyroidy, 5. svetlé piesčité fylity.

Gotland (?)

Betliarske vrstvy: 6. jemné chloritické fylity, 7. vápencové polohy (metasomaticky zmenené v ankerity), 8. tmavé kvarcity, 9. tmavé lydity.

Karbón

Spodný karbón (?)

10. tmavé lydity.

Vrchný karbón

11. kvarcity a zlepence (valúny stmelené kremitým tmelom), 12. kvarcity v striedaní s tmavými chloritickými bridlicami, 13. tmavé chloritické bridlice.

Štvrtohory

14. alúvium, 15. zlom.

LAURENC SNOPKO

KURZER BERICHT ÜBER DIE STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SEDIMENTE DES ÄLTEREN PALÄOZOIKUMS IN DER UMGEBUNG VON NIŽNÁ SLANÁ

(Beilage I—II im Band nach dem Text)

In der weiteren Umgebung von Nižná Slaná treten regional epizonal metamorphe kristalline Schiefer auf, welche einen Teil der Gelnica-Serie (= Göllnitzer Serie) bilden (Zelenka 1927). Nach einer neueren Gliederung schreiben Fusán — Máška — Zoubek (1954) dieser Serie der alpinen Grauwackenzone kambrosilurisches Alter zu und bezeichnen sie als „kambrosilurische" Serie. In dieser Serie unterscheiden sie zwei Glieder: 1. Kambroordovik (?): a) detritische Schichtenfolge, b) vulkanische Schichtenfolge. Beide Schichtenfolgen treten in steter Wechsellagerung auf. 2. Gotland (?), welches hauptsächlich aus organogenen Kalken und Lyditen (Tiefseecharakter) mit einem geringen Anteil an feinen, pelitischen Sedimenten besteht.

Die oben erwähnte Einteilung vom Jahre 1954 war im Allgemeinen richtig, nur zeigte es sich, daß die unteren, pelitischen Schichtenfolgen des Kambroordovik (?) bei Vlachov ebenfalls Lydit-Lagen enthalten. Diese Schichten stelle ich außerhalb des ganzen Schichtenkomplexes des Kambroordovik und bezeichne sie als „Vlachovské vrstvy" (= Vlachover Schichten).

Stratigraphische Gliederung

1. Die Vlachover Schichten bilden die älteste Schichtenfolge dieser Region und treten bei dem Dorfe Vlachovo auf. Der Zusammensetzung nach kann man sie folgendermaßen charakterisieren: a) graue, sandig-serizitisch-chloritische, verhältnismäßig lichte Phyllite mit vereinzelten Lagen dunkler, chloritischer Phyllite. In der ganzen Schichtenfolge ist sowohl in horizontaler, als auch in vertikaler Richtung eine große Menge von Lydit-Linsen verstreut. b) Den stratigraphisch höheren Horizont bilden dunkle, chloritisch-serizitische Phyllite mit ähnlicher Verbreitung der kleinen Lydit-Linsen und ähnlichem Flyschcharakter, wie im Vorangehenden erwähnt wurde, doch schließen sie außerdem eine kleinere Lage porphyroider Tuffe ein.

2. Die höhere Schichtenfolge besteht aus abwechselnd lagernden Porphyroiden, lichten, sandigen Phylliten, Quarzporphyrtuffen und Tuffiten, sowie die Autoren Fusán — Máška — Zoubek (1954) angeben. Diese Schichtenfolge bezeichne ich nach ihrer charakteristischen Entwicklung in der Umgebung des Dorfes Pača auf den Vorschlag O. Fusáns als „Pačanské vrstvy (= Pača-Schichten). Die Effusionen der Quarzporphyre befinden sich hier in Wechsellagerung mit lichten, sandigen, serizitischen Phylliten (ohne Lydit-Lagen).

3. Die höchste Schichtenfolge besteht aus feinen Phylliten mit Kalken und Lyditen, welche Fusán — Máška — Zoubek im Jahre 1954 als organogene Schichtenfolge (Gotland ?) bezeichneten. Diese Schichtenfolge bezeichne ich mit dem Namen „betliarske vrstvy", da sie von der Ortschaft Betliar zum ersten Male (Fusán — Máška, 1956) beschrieben wurden.

a) Im studierten Gebiet sehen wir an der Basis feine, chloritisch-serizitische Phyllite, welche selten auch graphitische Substanz enthalten. In den Phylliten sind mächtige Kalklinsen (metasomatisch in Ankerite und Siderite umgewandelt), welche an manchen Stellen mehrere, obereinander liegende Horizonte bilden.

b) Dieser Schichtenfolge liegen Quarzite in verhältnismäßig zusammenhängenden Lagen auf.

c) Höher liegt über einer kleinen Lage chloritischer Phyllite eine mächtige, zusammenhängende Lage schwarzer, stellenweise dunkelgrauer Lydite (von den Lyditen der Vlachover Schichten unterscheiden sie sich dadurch, daß sie einen einzigen, mächtigen Körper bilden,

während die erstgenannten als Linsen von einigen dm Mächtigkeit in der ganzen Schichtenfolge verstreut sind).

Die kambrosilurische Serie wurde vermutlich vor der Sedimentation der „Phyllit-Diabas-Serie" gefaltet. Es handelt sich um eine germanotype Faltung mit schön erhaltenen Antiklinalen, während die synklinalen Linien stark zusammengedrückt sind. Hier blieb das jüngste Glied—Gotland? — vor der Erosion erhalten. Der ganze Bau ist aus der geologischen Karte und dem geologischen Profil ersichtlich. Eine mächtige Antiklinale beobachten wir auch östlich, im Wassergebiet des Flußes Hnilec, daher meine Bezeichnung: Hnilecer Antiklinale.

Diese Antiklinale bildete auch im Verein mit der Bruchtektonik einen geeigneten Raum für die spätere Granitintrusion.

Auf Grund genauer Kartierung gelang es mir in dem studierten Gebiete weitere Karbonvorkommen zu unterscheiden, welche bisher unbeachtet geblieben sind (B y s t r i c k ý — F u s á n — M a h e ľ 1956). Die Gesteine des Karbons sind gemeinsam mit allen älteren Gesteinen regional epizonal metamorphiert.

4. III. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Übersetzt von V. D l a b a č o v á

LAURENC SNOPKO

PREDBEŽNÉ VÝSLEDKY ŠTÚDIA STRATIGRAFIE KARBÓNSKYCH SÚVRSTVÍ V POVODÍ RIEKY SLANEJ

(Prílohy III—IV v páske za textom, nemecké resumé)

Úvod

Študované územie má tvar obdĺžnika pretiahnutého v smere SZ a JV a leží v tomto priestore: jv. obmedzenie prebieha od horárne Súľová smerom na Veľ. Polomu, Henckovce. Od tohto smeru sa hranica mapovaného územia stočí k Z a cez hrebeň pohoria, ktorý sa tiahne medzi riekou Slanou a Hankovským potokom, skoro priamočiare smeruje na obec Roštár. Od Roštáru smeruje hranica ku roštárskej železničnej zástavke, ďalej na Hrádok, k. 814 a hrádockú horáreň.

Západne ohraničenie je od hájovne Hrádok cez Maguru, k. 881 po hranicu styku gemeríd a veporíd. Ohraničenie potom pokračuje po spomínanej tektonickej línii až po Hankovú. Severné ohraničenie je vyznačené priamkou od Hankovej na Bučinu, k. 853, odtiaľ na obec Vlachovo a znovu ku horárni Súľová.

Z geologického hľadiska je toto územie veľmi dôležité tým, že sa tu zbiehajú dva karbónske pruhy. Severný, ktorý je označovaný názvom dobšinský karbón (názov je zavedený podľa lokality Dobšiná, kde má charakteristický vývin a je dokázaný paleontologicky ako moskovien) (Rakusz 1930) a južný pruh karbónu, označený Šufom ako rožňavsko-železnícka séria (1936). Podrobným štúdiom geologických pomerov v území Nižná Slaná, Vlachovo, Súľová horáreň, Veľká Poloma podarilo sa mi vymapovať i tretí stredný pruh. Zistilo sa, že tento pruh má smerom na východ väčšie rozšírenie, ako sa predpokladalo doposiaľ (Čertova hoľa, k. 1247) (Kamenický L. 1954). Karbón sa podarilo vymapovať na základe typických súvrství.

U staršieho paleozoika sú to porfyroidy, u mladšieho paleozoika súvrstvie kremencov, zlepencov s valúnmi kremeňa, lyditov a fylitov, stmelených kremitým tmelom. Medzi súvrstviami je diskordancia.

Po stránke geologickej je študované územie dôležité, lebo všetky tri spomínané pruhy tejto oblasti sa zbiehajú, spolu súvisia a vytvárajú spoločné súvrstvie s rozličnými faciálnymi vertikálnymi i horizontálnymi zmenami.

Pri riešení stratigrafie karbónu budem sa zaoberať i oblasťou v okolí Dobšinej a Rejdovej, ktorú poznám z geologického mapovania z r. 1954 a tiež i oblasťou medzi Jelšavou a Rožňavou, ktoré som zbežne preštudoval.

V tejto zpráve nebudem podrobne rozoberať problematiku a názory autorov, ktorí v tejto oblasti pracovali, ale odkazujem na ich práce. Sú to J. Kamenický, L. Kamenický, O. Fusán, Odehnal, Šuf, Mišík a iní.

Stratigrafia

Po prvých fázach hercýnskeho horotvorného pochodu, ktorý sa prejavil v gemeridách regionálnou epizonálnou metamorfózou (Máška 1953—1956), dochádza k vynoreniu kryštalinika. Počas tohto vynorenia je celá oblasť podrobená silnej erózii, čomu nasvedčujú staršie štruktúry študovanej oblasti, zachované ako relikty.

Sedimenty karbónu začínajú nasedať už na vyrovnaný peneplenizovaný podklad. Z celého priebehu sedimentácie dá sa usúdiť, že išlo o príbrežnú a neritickú oblasť, čomu nasvedčujú i štúdiá fauny z vrchu Jeruzalemberg pri Dobšinej (Rakusz 1930) a novšie nálezy skamenelín v Ochtinej (Fusán 1956).

Spodný karbón (?)

Najstaršie súvrstvie, ktoré som sledoval v študovanom území, leží západne od Radzimu k. 975. Je zložené z nečistých šedých pieskovcov s bridlicami jemne pleťovej farby. V súvrství sa vyskytujú polohy čiernych lyditov (V. Zoubek a L. Snopko 1954). Rozšírenie tohto súvrstvia môžeme pozorovať smerom na sever až po Táfliovú (SV od Rejdovej). Obdobné súvrstvie dalo sa sledovať i JV od Kráľovej hole (orientačné túry).

Južne od Radzimu môžeme pozorovať pod sedimentmi „dobšinského karbónu" polohy lyditov. Menší výskyt lyditového telesa je i južne od Rejdovej v sedimentoch dobšinského karbónu. Je otázka, či je tu v pôvodnej stratigrafickej pozícii, keďže v tejto oblasti došlo k šupinovitej stavbe, v dôsledku čoho sa mohol stratigrafický sled porušiť (V. Zoubek, L. Snopko 1954). Pro celé vyššie spomenuté súvrstvie navrhol Máška ako pravdepodobný vek spodný karbón (Fusán — Máška — Zoubek 1954), ale teraz nepovažuje tento vek za istý (1957).

Vrchný karbón

Stratigraficky vyššie súvrstvie je zložené z polymiktných a monomiktných zlepencov, kremencov, bridlíc a vápencov. V celom tomto súvrství panujú rôzne

vertikálne i horizontálne faciálne zmeny, ktoré sú komplikované vulkanickou činnosťou diabázového charakteru. Aby sme lepšie pochopili sedimentačný sled, je dôležité rozčleniť toto súvrstvie pri mapovaní na viac vrstevných komplexov podľa určitých charakteristických znakov.

Celé súvrstvie vrchného karbónu rozdelil som teda na tri vrstevné komplexy (pozri priloženú stratigrafickú tabuľku a geologické mapy).

Spodný vrstevný komplex

V tomto komplexe hornín môžeme pozorovať horizontálne i vertikálne zmeny. Zmeny vertikálne môžeme veľmi dobre sledovať na úseku Ochtiná—Hrádok.

Na staršom paleozoiku ležia bazálne zlepence. Valúny sú veľkosti okolo 1—2 cm a zložené sú z kremeňa. Niekedy však môžeme pozorovať valúniky piesčitých chloritických fylitov. Tmel zlepencov je kremitý a celá hornina je špinavo-bielej farby.

Keď prechádzame do vyšších horizontov, pozorujeme, že valúny sa zmenšujú, stávajú sa menej častými a celá hornina dostáva charakter kvarcitu. U týchto hornín celkový vzhľad ostáva podobný ako u zlepencov predošlých (špinavobiela farba), len s tou výhradou, že nepozorujeme valúny kremeňa (prípadne len ojedinelé valúny).

V ešte vyššom horizonte môžeme pozorovať, že celkový vzhľad horniny sa mení. Kremitý tmel sa stráca a možno pozorovať, že nadobúda prevahu tmel ílovitý až piesčitý, v ktorom sú valúniky kremeňa 0,5 cm a menšie, pomerne dosť ostrohranné.

Táto hornina potom prechádza v súvislú polohu čiernych chloritických fylitov, ktoré obsahujú miestami grafitické polohy. Pri Ochtinej môžeme pozorovať, že v týchto bridliciach sú vápencové polohy metasomaticky zatlačené v magnezity. Vyššie nad čiernymi chloritickými fylitmi leží ešte poloha svetlých piesčitých fylitov.

Obdobné pomery a vertikálne zmeny môžeme pozorovať v úseku N. Slaná—Súľová. Bazálne zlepence sú obdobného charakteru ako v predtým opísanom úseku. Rozdiel spočíva len vo veľkosti valúnov, ktorá je okolo 0,5 cm. Valúny pozostávajú z mliečnobieleho kremeňa, lyditov a chloritických fylitov. Vo vyšších horizontoch prechádzajú do kvarcitov a čiernych piesčitých fylitov. Tento sled sa viackrát opakuje, kvarcitové polohy sú menšie, až súvrstvie plynule prejde do čiernych chloritických fylitov.

Keď si všimneme sedimentáciu spodného vrstevného komplexu pri Táfliovej severne od Rejdovej, pozorujeme, že na báze je nepatrná poloha zlepencov upomínajúcich na bindt-rudnianske zlepence s valúnmi metamorfovaných bázik, epikvarcitov, ojedinele i aplitických žúl, hlavne však kremeňa. Tmel je zelenkastej farby od prítomnosti chloritu. Tieto zlepence prejdú do zlepencovej polohy

(valúny až 1 cm) s piesčito-chloritickým tmelom, až postupne prechádza súvrstvie v jemné čierne chloritické fylity.

Pri Dobšinej možno pozorovať tieto vertikálne zmeny: Sedimentácia začína ako u predošlých bázickými zlepencami. Valúny pozostávajú z mliečneho kremeňa, kremencov a vyvretých hornín (diority). Tmel je piesčito-ílovitý, fylitizovaný. Súvrstvie sa strieda s polohami čiernych chloritických fylitov. Vo vyšších polohách bola sedimentácia karbonátová (vápence zmenené v ankerit a siderit).

Zo spomínaných lokalít boli Dobšiná a Ochtiná preukázané paleontologicky ako moskovien (Rakusz 1930 a Fusán 1956).

Doposiaľ som uviedol len vertikálne, faciálne zmeny. Keď si všimneme horizontálneho rozloženia súvrstvia, pozorujeme tieto závislosti: v južných častiach, teda v úseku Hrádok, k. 812 Repisko, k. 795 Rožňava, Turecká nachádzajú sa na báze hrubé polohy bazálnych zlepencov stmelených kremitým tmelom. Valúny sú veľkosti 1—2 cm, miestami i väčšie. Smerom k severu v okolí Ochtinej, Ježovca, Petrova (Petromanoviec), Nižnej Slanej a Súľovej stávajú sa tieto bazálne zlepence jemnejšími, menšími (0,5 cm), až prechádzajú v kvarcitické polohy. Vytvárajú oveľa tenšie polohy oproti južnejším výskytom. V týchto miestach môžeme ešte sledovať i to, že bridlíc je tu pomerne viac ako v južnejších výskytoch. Ide tu o sústavné zjemňovanie sedimentácií od juhu k severu, ktoré je charakterizované tým, že polohy kremencov a zlepencov sa striedajú s bridlicami.

Smerom k severu v okolí lokalít Markuška, Radzim, Táfliová (pri Rejdovej), Súľová, Dobšiná prevažujú na báze zlepence skoro výlučne s tmelom piesčito-ílovitým a polohy bridlíc nadobúdajú pomerne veľké hrúbky. V celom priebehu sedimentácie spodného vrstevného komplexu môžeme sledovať, že s počiatku ide v celom území o transgresiu mora. Neskôr vo vyšších horizontoch na juhu dochádza k sedimentácii hrubých zlepencov, zatiaľ čo v severnejších územiach je sedimentácia jemnejšia, až úplne prechádza v bridlice. Vidíme teda, že klastická sedimentácia je zastúpená prevažne na juhu, zatiaľ čo smerom k severu sa vytráca a prechádza v bridlice. Neskôr sedimentácia prechádza všeobecne v smere vertikálnom v pelitickú, až v celom území dochádza k vytvoreniu karbonátového súvrstvia. Tieto sedimentačné pomery ako horizontálne, tak vertikálne sú znázornené v tabuľke. Znázornené sú v troch profiloch: 1. Hrádok—Táfliová pri Rejdovej; 2. Petrovo—Bučina; 3. Repisko—Dobšiná. Rozšírenie spodného vrstevného komplexu môžeme pozorovať v priloženej prehľadnej mapke.

Stredný vrstevný komplex

Ku strednému vrstevnému komplexu počítam súvrstvia po prvom objavení sa intrúzií diabázového charakteru (východne od Ježovca) so sprievodnými tufmi a tufitmi. Sprievodným znakom tohto diabázového vulkanizmu

boli vertikálne pohyby (splytčenie mora), o čom svedčí prítomnosť valúnov kremeňa v chloritických bridliciach (J. Ždiar, k. 791). Valúnov smerom k juhu stále pribúda, takže vzniká nový zlepencový horizont. Tmel týchto zlepencov je miestami značne piesčitý, farby šedej (najvyšší bod cesty z Henckoviec na Roštár, k. 538 J. Filipka). Nad týmto horizontom pozorujeme, že v niektorých miestach pokračuje sedimentácia zelených chloritických bridlíc len ojedinele, sprevádzaná vulkanickou činnosťou (Hrádok—Ochtiná). V iných miestach pozorujeme ihneď nad zlepencami mohutné polohy diabázových tufitov. Tieto sa striedajú s polohami svetlých, kryštalických vápencov, vzniknutých pravdepodobne sčasti chemickým vyzrážaním. Vo vápencoch môžeme pozorovať striedanie sa svetlých ílovitých vrstvičiek s polohami diabázových tufov. Sedimentácia karbonátových súvrství sa opakovala dvakrát a typicky je vyvinutá v profile Ždiar a Hrádok. Na Ždiari (k. 791) môžeme pozorovať i nepatrnú polohu dolomitov špinavožltej farby.

Vrchný vrstevný komplex

Sedimentácia ďalšieho vrstevného komplexu nastáva po objavení sa svetlých piesčitých fylitov. V nich miestami prevláda značne piesčitá vložka (Bučina, k. 853), až po určitom kolísaní stáva sa sedimentácia hrubou, detritickou a prechádza v zlepence. Najvrchnejšiu časť tvoria efuzíva kremitých porfýrov. Tento najvyšší vrstevný komplex je vyvinutý len na Ježovci (k. 675), Bučine (k. 853) a južne od N. Slanej (pozri priložené geologické mapy).

Záver

Z petrografického charakteru hornín, zo zrnitosti usadzovaného materiálu, z jeho rozloženia a hrúbky súvrství môžeme usudzovať na tieto paleogeografické pomery:

Z rozšírenia spodného karbónu a z jeho petrografického zloženia vidíme, že sedimentoval len v priestore severnejšie od Radzimu. Južnejšie sa sedimenty spodného karbónu nevyskytli (v úseku V. Poloma, N. Slaná, Kobeliarovo) a sú tu len ojedinelé polohy lyditov.

Či došlo ku stratigrafickému hiátu po usadení predošlých súvrství spodného karbónu, nemôžeme pozorovať, ale nová sedimentácia, ktorá by nám predstavovala bazálne členy moskovienu, prejavila sa veľmi intenzívne v celej študovanej oblasti.

Počiatky sedimentácie, t. j. bazálne členy sú odrazom podložia. Ako príklad slúžia bindt-rudnianske zlepence v blízkosti fylit-diabázovej série (Táfliová). Bazálne členy môžeme pozorovať vo všetkých študovaných oblastiach. Už na

začiatku sedimentácie nebol materiál rovnorodý. V južnej časti je pomerne hrubý a nedostatočne opracovaný. Smerom k severu materiál je stále drobnejší a môžeme pozorovať, že prechádza do bridlíc. Dá sa teda usudzovať, že spočiatku ide o zjavnú transgresiu mora, v neskoršej sedimentácii južnej časti ide o sedimentáciu príbrežnú, zatiaľ čo smerom k severu vykazuje sedimentácia charakter neritický. Túto skutočnosť treba mať na zreteli pri riešení týchto častí Spišsko-gemerského rudohoria. Najvrchnejšia časť v celom priebehu spodného vrstevného komplexu je vyvinutá v bridličnatej fácii v celom vymedzenom území spodného vrstevného komplexu. Sedimentácia karbonátová (koralové rýfy) a grafitické bridlice poukazujú na hojný organický život.

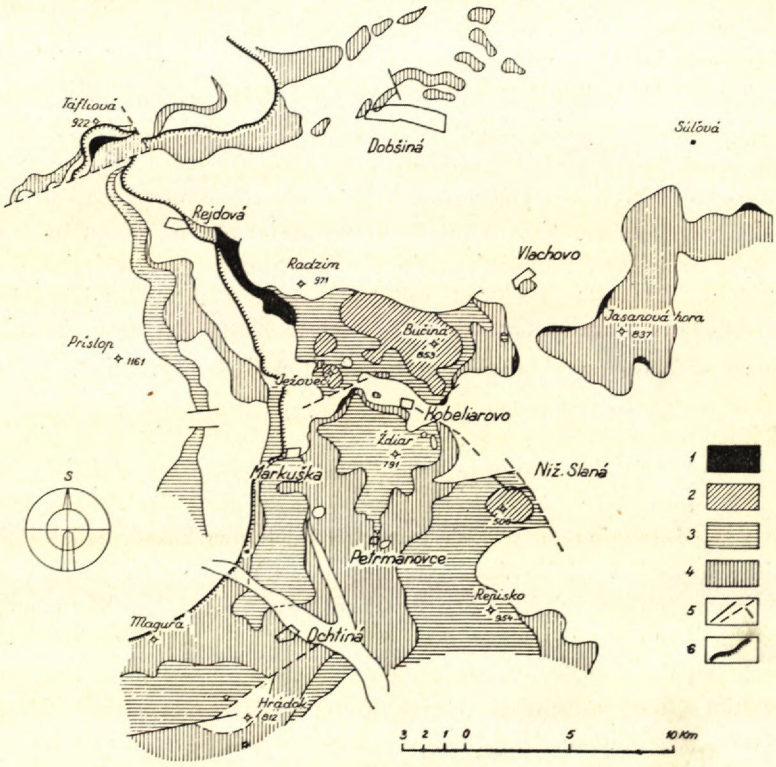
Flyšoidná sedimentácia vo vyšších polohách bola spestrená intrúziami diabázových tufov a výlevmi diabázov (východne od Ježovca, k. 675). Neskoré hercýnske pohyby sa prejavili nielen erupciami a výlevmi diabázov, ale odrazili sa i na sedimentácii. Ich vplyvom došlo pravdepodobne ku miestnym zdvihom a tým ku zvýšeniu erozívnej činnosti. V dôsledku toho hneď nad tufitmi objavuje sa zlepencové súvrstvie. Zlepencové súvrstvie poukazuje na transport materiálu z juhu. Dá se to sledovať z toho, že smerom od severu k juhu v chloritických fylitoch objavujú sa valúny mliečneho kremeňa, a to najskôr len ojedinele (sev. od Petrova—Petrmanoviec, južne od Kobeliarova). Potom valúny stále viac a viac pribúdajú na úkor základnej chloritickej hmoty. Pri k. 538 (južnejší východný bod cesty Henckovce—Roštár) i základná hmota stáva sa piesčitou a vzhľad horniny prechádza z farby zelenej do farby šedej. Vulkanická činnosť pokračuje ďalej, jej výsledkom je nahromadenie hrubých polôh efuzív (Ždiar, k. 791), ako aj intruzív západne od horárne Hrádok. Miestami je vulkanická činnosť nie tak intenzívna a v tých miestach dochádza k sedimentácii chloritických fylitov a sedimentácii vápencov. Vápence sú biele, kryštalické, miestami s polohami svetlých ílovitých súčastí a v nich sa nachádzajú polohy diabázových tufitov. V niektorých miestach môžeme pozorovať, že znova dochádza k sedimentácii chloritických fylitov. Táto sedimentácia je vystriedaná opäť sedimentáciou detritickejšou s väčšími piesčitými polohami, ktoré prechádzajú vo vyšších polohách až do zlepencov. Ku sklonku sedimentácie zlepencov dochádza k efuzívam kremitých porfýrov.

V priebehu celého karbónu môžeme teda pozorovať, že dochádza k uzavretému sedimentačnému cyklu, ktorý bol spestrený vulkanickou činnosťou bázického charakteru a ukončený bol kyslými efuzívami kremitých porfýrov. Po sedimentácii karbónu došlo k vyzdvihnutiu celej oblasti a k erózii. Terajšie výskyty karbónu sú v troch pruhoch smeru V—Z (Táfliová—Dobšiná, Rejdová—Súľová, Hrádok—Rožňava). V ďalšom upozorňujem na to, že karbónske súvrstvia nesedimentovali do hotových spomínaných samostatných sedimentačných panví, na čo poukazuje regionálne rozšírenie karbónu v celom povodí rieky Slanej; i horizontálne a vertikálne faciálne zmeny spodného vrstev-

ného komplexu sú totožné v celom území. Vytvorenie synklinál je neskoršie, sekundárne. Celé súvrstvie je alpskou regionálnou epizonálnou metamorfózou (M á š k a 1953—1956) zmenené vo fylity, epikvarcity a iné epimetamorfované horniny. O tom však uvediem podrobnosti inde.

4. III. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava



Obr. 1. Mapa rozšírenia karbónskych súvrství v širšom okolí Nižnej Slanej (príloha k stratigrafickej tabuľke).

Zostavil L. Snopko 1957

Vysvetlivky

Karbón

Spodný karbón (?)

1. súvrstvia spodného karbónu.

Vrchný karbón

2. vrchný vrstevný komplex, 3. stredný vrstevný komplex, 4. spodný vrstevný komplex, 5. zlomy, 6. plocha nasunutia.

[1] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [2] Fusán O., 1951: Mladšie paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [3] — 1956: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [4] Kamenický J., 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch územia medzi Dobšinou a Mlynkami. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [5] Kamenický L., 1954: Zpráva o geologickom výskume východnej časti top. sekcie Dobšiná. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [6] Máška M., 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudních ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří, zpráva za rok 1953/1954. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [7] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník IV, 3—4. Bratislava. — [8] Odehnal L., 1948: Stručná zpráva o průzkumu železorudných dolů v oblasti N. Slané, list spec. mapy 4465/3, 4565/1. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [9] Rakusz Gy., 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina und Nagyvisnyo. Geologica Hungarica. Budapest. — [10] Šuf J., 1930: Poznámky o zkamenělinách z nových karbonských a triasových lokalit ze sev. okolí Dobšiné a od Kobeliarova na Slovensku. Věst. SGÚ VI. Praha. — [11] — 1933: Zpráva o geologickém mapování ve Slovenském Krušnohoří. Hor. věst. — [12] Šuf J., Ulrich, 1933: Několik poznámek o novém nálezu mřížovců (radiolarií) v okolí Dobšiné a Železníku na Slovensku. Věda přírodní 14, 5. — [13] Šuf J., 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníka na Slovensku. Věstník KSČN. Praha. — [14] Vachtl J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slov. rudohoří). Sbor. SGÚ XI. Praha. — [15] Woldřich J., 1912: Montanisticko-geologické studie ve Spišsko-gemerském rudohoří sev. od Dobšiné v Uhrách. Rozpravy ČAVU II. Praha.

Príloha III v páske za textom

Stratigrafická tabuľka karbónskych súvrství v širšom okolí Nižnej Slanej

Zostavil Laurenc Snopko 1957

Vysvetlivky

Spodný karbón (?)

1. jemné pelitické špinavohnedé svetlé fylity, 2. čierne lydity.

Vrchný karbón

3. hrubé zlepence, 4. zlepence, 5. kvarcity (4—5 valúny sú stmelené kremitým tmelom), 6. zlepence bindt-rudnianskeho vývoja, 7. arkózy, 8. zlepence — valúny sú v jemnej, sericiticko-chloritickej základnej hmote (dobšinský karbón), 9. silne piesčité sericiticko-chloritické bridlice (dobšinský karbón), 10. tmavé až čierne chloritické fylity, 11. svetlé piesčité sericiticko-chloritické bridlice, 12. svetlé sericiticko-chloritické bridlice, 13. súvislé polohy tmavých vápencov, 14. polohy vápencov s čiernymi grafitickými bridlicami, 15. grafitické fylity, 16. diabázové tufity, 17. zlepence — valúny kremeňa sú v zelenej až šedej základnej hmote, 18. zelené chloritické bridlice, 19. diabázy, granoamfibolity, 20. svetlé sericitické fylity s kvarcitickými polohami, 21. svetlé sericitické fylity, 22. svetlé kryštalické vápence miestami s diabázovými tufitmi, 23. špinavo šedohnedé dolomity, 24. svetlé piesčito-sericiticko-chloritické fylity, 25. svetlé zlepence, 26. efuzívne kremité porfýry.

Príloha IV v páske za textom

Geologická mapa územia medzi Nižnou Slanou a Ochtinou

Zostavil Laurenc Snopko 1956

Vysvetlivky

Kambrosilúrska séria-gelnická

Kambroordovik (?)

Vlachovské vrstvy: 1. svetlé piesčité sericiticko-chloritické fylity s polohami tmavých lyditov, 2. tmavé chloriticko-sericitické fylity s polohami tmavých lyditov.

Pačianske vrstvy: 3. svetlé piesčité fylity, 4. porfyroidy.

Gotland (?)

Betliarske vrstvy: 5. jemné chloritické fylity, 6. vápencové polohy (metasomaticky zmenené v ankerity), 7. tmavé lydity, 8. gemeridná žula (neoidná).

Karbón

Spodný karbón (?)

9. tmavé lydity.

Vrchný karbón — spodný vrstevný komplex

10. kvarcity a zlepence (valúny stmelené kremitým tmelom), 11. zlepence, pieskovce, droby, 12. svetlé piesčité fylity, 13. tmavé piesčité fylity („dobšinský karbón"), 14. tmavé namodralé vápence, 15. grafitické bridlice.

Vrchný karbón — stredný vrstevný komplex

16. zlepence stmelené chloritickým tmelom, 17. tufity a tufy, 18. diabázy, 19. tmavé chloritické bridlice, 20. svetlé kryštalické vápence s diabázovými tufmi, 21. špinavožlté dolomity, 22. svetlé sericitické fylity, 23. čokoládovohnedé bridlice (Ježovec).

Vrchný karbón — vrchný vrstevný komplex

24. tmavé chloritické fylity s vložkami vápencov, 25. svetlé piesčité bridlice — fylity, 26. silne piesčité svetlé fylity, 27. zlepence, 28. slabo stlačené porfýry.

Perm

29. zlepence a bridlice.

Mezozoikum

30. mezozoikum vcelku.

Kvartér

31. sutina, 32. alúvium, 33. predpokladaná hranica útvarov, 34. zlom, 35. plocha nasunutia.

LAURENC SNOPKO

VORLÄUFIGE ERGEBNISSE DES STUDIUMS DER STRATIGRAPHIE DER KARBONISCHEN SCHICHTENFOLGEN IM WASSERGEBIETE DES FLUSSES SLANÁ

(Beilage III—IV im Band nach dem Text)

In diesem geologisch interessanten Gebiete nähern sich einander die beiden bekannten Karbon-Streifen: der nördliche, welcher „dobšinský karbon" (= Dobschauer Karbon) genannt

wird (paläontologisch erwies er sich als Moskovien, Rakusz 1930) und der südliche, welcher von Šuf (1936) als „rožňavsko-železnícka séria" bezeichnet wurde.

Ein genaues Studium der geologischen Verhältnisse auf dem Gebiete zwischen Veľký Polom und dem Hegerhause Súľov und in die Einzelnheiten betriebene Kartierungsarbeiten führten zur Feststellung eines dritten, mittleren Streifens, welcher den beiden obengenannten in der Form ähnlich ist und in O—W Richtung verläuft. Die älteste, auf dem studierten Gebiete festgestellte Schichtenfolge liegt westlich des Berges Radzim, K. 975. Sie besteht aus unreinen, grauen Sandsteinen mit Schiefern von feiner Hautfarbe und einzelnen Lagen schwarzer Lydite. Diese Schichtenfolge ist nur auf einem verhältnismäßig kleinem Gebiete verbreitet. Es dürfte sich um eine Schichtenfolge des unteren Karbons (Zoubek V. — Snopko L., 1954) handeln. Wie ich bereits erwähnt habe, ist das obere Karbon in dem ganzen studierten Gebiete verbreitet. Verschiedene fazielle Veränderungen, sowohl horizontale, wie vertikale, kann man in der ganzen Schichtenfolge beobachten. Durch vulkanische Tätigkeit diabasischen Charakters werden die faziellen Veränderungen noch komplizierter. Die ganze Schichtenfolge läßt sich nach gewissen charakteristischen Merkmalen in mehrere Schichtenkomplexe einteilen.

Der untere Schichtenkomplex

In der ganzen Schichtenfolge sind an der Basis Konglomerate (die Quarzgerölle sind mit kieseligem Bindemittel verkittet) und Quarzite. Während sich im südlichen Teile (Rožňava, Hrádok, Jelšava, Štítnik) die Sedimentation der Konglomerate fortsetzt, werden im nördlichen Teile (Dobšiná, Rejdová) fast nur Schiefer abgelagert. Im mittleren Teile (N. Slaná, V. Poloma, Súľover Hegerhaus) kann man eine Wechsellagerung der Quarzite mit den Schiefern beobachten und am Schluß ist die Schieferfazies vorherrschend. Das ganze Gebiet läßt also auf die Nähe der Küste im Süden schließen. In den Schiefern kommen Lagen von Kalklinsen vor (Dobšiná, Rejdová, Ochtiná).

Der mittlere Schichtenkomplex

Hier kam es zu den ersten Effusionen diabasischer Gesteine, welche von Tuffen und Tuffiten begleitet werden. Die von Neuem auftretenden Konglomerate zeugen von tektonischen Bewegungen, doch haben sie zum Unterschied von den vorhergenannten toniges Bindemittel. Ober ihnen liegen Schiefer, welche immer wieder durch Intrusionen diabasischer Tuffe unterbrochen sind. Später geht die pelitische Sedimentation in Kalksedimentation über, welche ebenfalls von Effusionen diabasischer Tuffe begleitet ist (Umgebung von Ždiar, K. 791).

Der obere Schichtenkomplex

Gegen Ende der Schichtenfolge wird die Sedimentation immer grobkörniger, bis sie in Konglomerate übergeht. Den obersten Teil des Karbons bilden Quarzporphyreffusionen (Bučina, K. 853).

Der karbonische Sedimentationszyklus ist vollständig abgeschlossen und aus dem Charakter der Sedimente läßt sich schließen, daß der Meeresboden während der Sedimentation ziemlich ausgeglichen war. Die heutigen Synklinalen sind das Ergebnis späterer gebirgsbildender Vorgänge.

In dem behandelten Gebiete sind alle Sedimente des Karbons regional epizonal metamorphiert bis auf einige Quarzite, welche der Metamorphose Widerstand leisteten.

4. III. 1957

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Übersetzt von V. Dlabačová

LAURENC SNOPKO

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O TEKTONIKE A METAMORFÓZE KRYŠTALINIKA SPIŠSKÉHO PRÍKROVU V POVODÍ RIEKY SLANEJ

(Prílohy V—VII v páske za textom, nemecké resumé)

Geologické štúdiá, ktoré som konal v rokoch 1954—1956, sa vzťahujú na územie, ktoré zahrňuje povodie rieky Slanej a časť povodia Štítnického potoka. Celá spomínaná oblasť leží morfologicky v mohutnej depresii, ktorá akoby rozdeľovala celé pohorie Slovenského rudohoria na dve časti. Jedna časť patrí k tektonickej jednotke veporíd, druhá patrí ku gemeridám.

V tejto práci sa pokúsim o hrubý náčrt a tektonický rozbor územia uvedenej oblasti. Ku konečnému záveru som prišiel postupne po etapách a tektonickú analýzu som robil spolu s geologickým mapovaním.

Keďže v celom území ako vo veporidách, tak aj v gemeridách môžeme pozorovať dva horotvorné pochody, hercýnsky horotvorný cyklus a alpský horotvorný cyklus s príslušnými metamorfózami, najprv rozoberiem pochody staršie, hercýnske a v ďalšej časti vyložím pochody mladšie, alpské. Predbežnú zprávu rozdeľujem na tieto kapitoly:

I. Hercýnsky horotvorný cyklus.
   1. Tektonické deformácie smeru V—Z.
      A. V pásme Volovca.
      B. V pásme Kohúta.
   2. Hercýnska regionálna metamorfóza.
      A. Metamorfné produkty v pásme Kohúta.
      B. Metamorfné produkty v pásme Volovca.
   3. Tektonické deformácie smeru S—J a mladšie deformácie.

II. Alpský horotvorný cyklus.
   1. Tektonické deformácie smeru V—Z.
      A. V pásme Volovca.
      B. V pásme Kohúta.
      C. Kerný násun pásma Volovca na pásmo Kohúta.

2. Alpská regionálna metamorfóza.
   A. Metamorfné produkty v pásme Kohúta.
   B. Metamorfné produkty v pásme Volovca.
   C. Drobno tektonické prvky alpskej regionálne-epizonálnej metamorfózy.
3. Tektonické deformácie smeru S—J a mladšie deformácie.

III. Pozorovanie zdedenej tektoniky v oblasti Nižnej Slanej.

I. Hercýnsky horotvorný cyklus

Hercýnsky horotvorný cyklus môžeme študovať v oboch tektonických jednotkách ako vo veporidách v pásme Kohúta, tak i v gemeridách v pásme Volovca. Tektonické formy boli približne zhodné v oboch pásmach, odlišnosť je však v metamorfóze.

1. Tektonické deformácie smeru V—Z

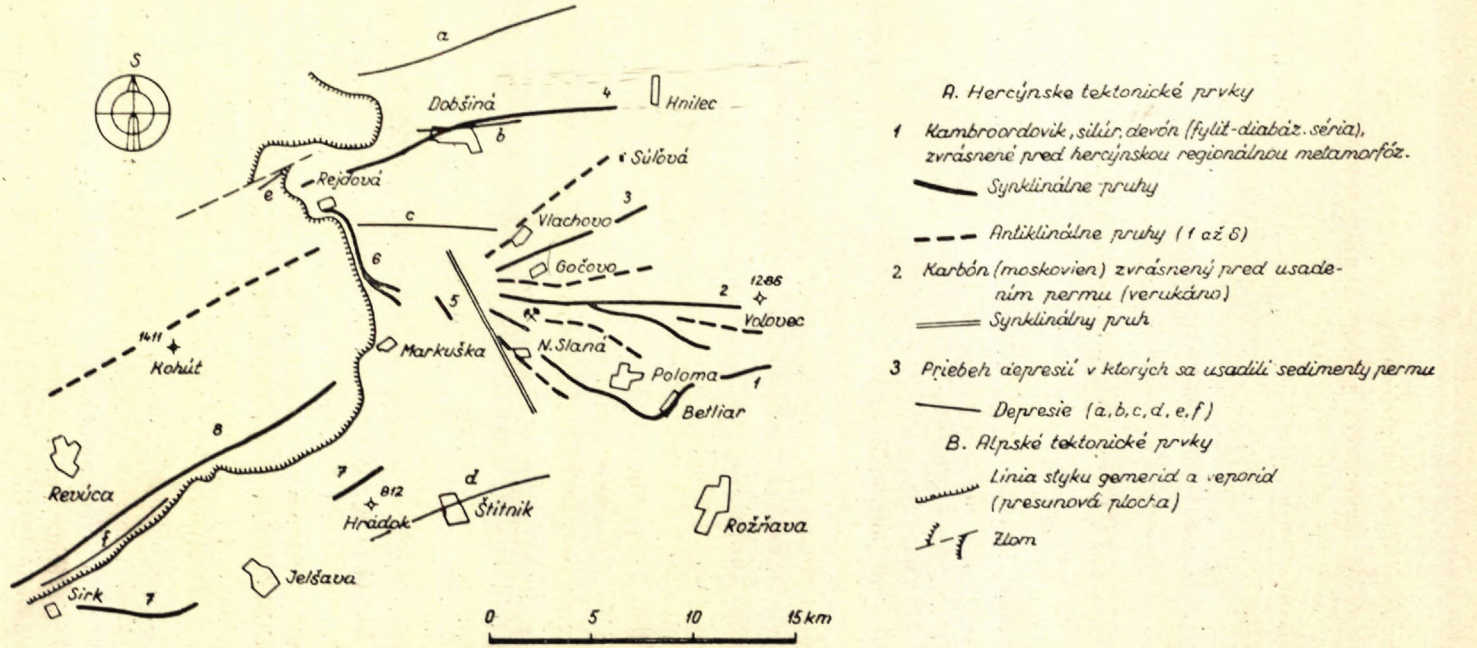
A. V pásme Volovca pozorujeme viac mohutných zavrásnených synklinál i zjavné antiklinály, ktorých priebeh je zhruba V—Z (Snopko 1956). Sú to synklinálne pruhy:

1. Nižná Slaná (Manó)—Betliar—Čučma.
2. Nižná Slaná (Gampel)—Volovec.
3. Gočovo, smer VSV—ZJZ.
4. Dobšiná—Súľová.
5. Kobeliarovo.
6. Hanková—Rejdová.
7. Železník—Hrádok.

(Synklinálne pruhy sú vyznačené v priloženej mapke, obr. 1. a označené sú arabskými číslicami.)

Spomenuté synklinály okrem Gočovo (3) smer VSV—ZJZ a Dobšiná—Súľová (4) sú charakterizované tým, že medzi horninami označenými ako kambro-ordovik, prevážne rázu detritického so súvrstviami vulkanickými (vlachovské a pačianske vrstvy, Snopko 1957) sú súvrstvia odchýlneho rázu, zložené z jemných chloritických fylitov s polohami vápencov, kvarcitov a lyditov, predstavujúcich hlbokomorský facies sedimentácie gotlandu (?) (Fusán—Máška—Zoubek 1954). Tieto súvislé sedimentárne horizonty boli spolu vrásnené [Gotland (?) — betliarske vrstvy, Snopko 1957] a vyskytujú sa len v synklinálach. V nich sa zachovali pred eróziou. Vrásnenie bolo ešte predhercýnske, zdá sa ešte pred sedimentáciou devónu (?) (fylit-diabázová séria) a zastihlo celú gelnickú sériu (kambro-silúrsku).

Synklinála označená 3, Gočovo, smer VSV—ZJZ, je zjavná z mapy, obr. 1.



Obr. 1. Mapa tektonických prvkov vzniknutých pred a po hercýnskej regionálnej metamorfóze v oblasti Nižnej Slanej.

Je to synklinálny ohyb vrstiev kambroordoviku (?) (vlachovské, pačianske vrstvy) v úseku medzi Gočovom a Vlachovom, a ako vyplýva z geologickej mapy (Snopko 1957), je smeru VSV—ZJZ. Po oboch stranách synklinály môžeme pozorovať veľmi dobre vyvinuté antiklinály (vzhľad kufrovitej vrásy), ktoré poukazujú na osobitný tektonický štýl, pravdepodobne germanotypného charakteru.

Synklinála označená 4 Dobšiná—Súľová zobrazuje výskyt hornín diabázového charakteru. Ide tu o sedimenty fylit-diabázovej série, ktoré sú mladšie ako silúr, ale staršie ako moskovien. Tieto sa nám zachovali len v severnej časti študovanej oblasti, teda v depresii.

Všetky tieto synklinálne pruhy môžeme pozorovať v mapke, obr. 1, ktorá zobrazuje priebeh synklinál tejto oblasti.

Ako vidieť z mapky, synklinálne pruhy 1, 2, 3, 4 a 5, smerujúce od východu na západ, majú tendenciu zbiehať sa do jedného centra severozápadne od Nižnej Slanej. Toto zbiehanie bolo pravdepodobne zapríčinené horotvornými pochodmi, odohrávajúcimi sa pred hercýnskou regionálnou metamorfózou. Došlo tu, ako môžeme pozorovať, k podobnému zjavu ako u mladšieho alpského vrásnenia pri Kráľovej Holi, kde sa zbiehajú jednotlivé pásma veporíd. Odkiaľ pôsobil tlak, nemôžeme z terajšieho štúdia usudzovať, iste však bol kolmý na vytvorené synklinály, teda pôsobil buď zo severu alebo z juhu.

Smerom k západu znovu môžeme pozorovať, že synklinálne pruhy sa rozchádzajú. Synklinála 6 má smer SZ—JV a smeruje od Hankovej k Rejdovej. Synklinálny pruh 7 smeruje od Hrádku na Železník, jeho smer je zo severovýchodu na juhozápad. Domnievam sa, že synklinála bude pokračovať ďalej na východ pod sedimentmi karbónu.

Je viac ako pravdepodobné, že vyššie spomínané centrum severozápadne od Nižnej Slanej bolo značne tektonicky oslabené a ako uvidíme v ďalšom, toto miesto bolo pomerne často tektonicky exponované pri neskorších horotvorných fázach.

B. V pásme Kohúta môžeme pozorovať tiež určité náznaky synklinál. Je to synklinálny pruh vyskytujúci sa pri Hnúšti, vovrásnený vo svoroch (pozri mapku, obr. 1, synklinála 8), ktorý by nám asi tiež predstavoval gotland (?) (Zoubek 1937). Priebeh synklinály je ZJZ—VSV. Ďalším dôkazom existencie tejto synklinály je súbežný priebeh dvojsľudných svorov, ktoré poukazujú na to, že počas intrúzie poorogénneho kohútskeho granitu zachovali sa svory len v synklinálnej časti, zatiaľ čo v antiklinálnej časti (mechanicky viac prístupné intrúzii — miesta zníženia tlaku) sa nenachádzajú.

Úhrnom môžeme povedať, že pred hercýnskou horotvornou fázou dochádzalo ako vo veporidách, tak v gemeridách v študovanej oblasti k súbežným vrásam, ktoré mali smer zhruba V—Z. Toto zvrásnenie územia sa odohralo ešte pred regionálnou metamorfózou. Po regionálnej metamorfóze došlo k intrúzii vyššie

spomínaného kohútskeho granitu ako pozdneorogénneho, čo sa prejavilo na svoroch vytvorením migmatitových zón (synklinálne pruhy pozri na mapke, obr. 1).

2. Hercýnska regionálna metamorfóza

Ako som už spomenul, celá oblasť bola regionálne metamorfovaná ešte pred intrúziou kohútskych žúl.

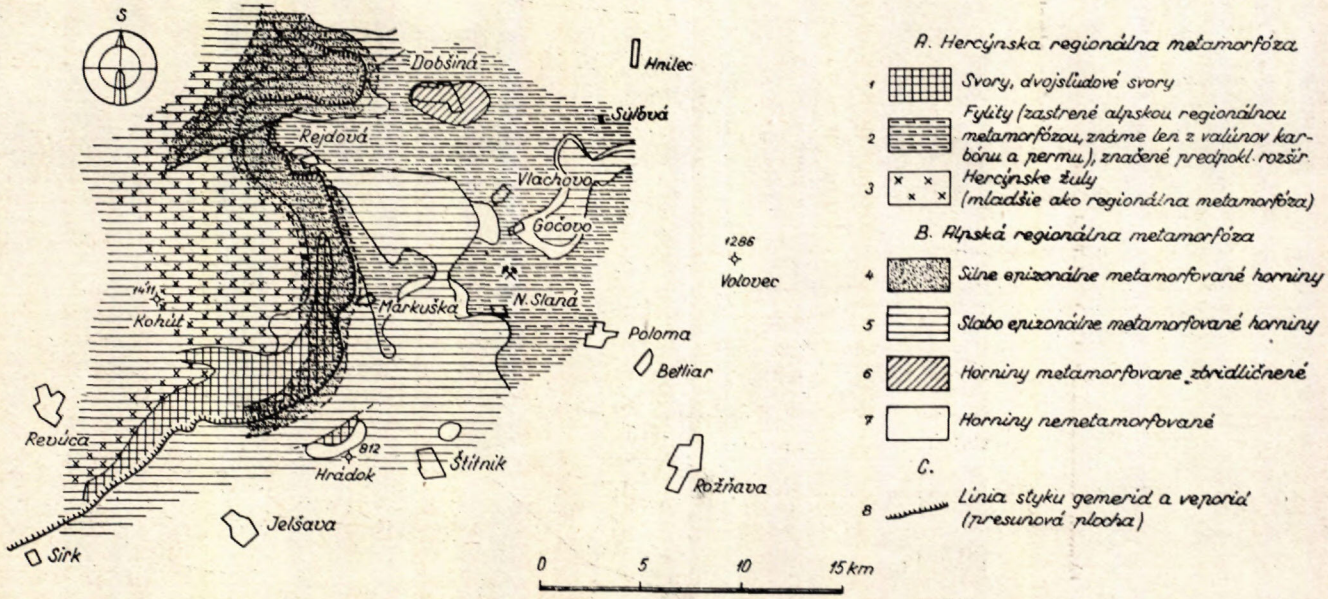
A. V pásme Kohúta došlo k regionálnej metamorfóze mezozonálneho charakteru. Produkty tejto metamorfózy sú zachované pozdĺž južného okraja pásma Kohúta vo forme jemnozrnných dvojsľudných svorov, na ktorých môžeme pozorovať silnú diaftorézu. Túto spätnú premenu vytvára alpská regionálna metamorfóza, o ktorej pohovorím v samostatnej kapitole. Zjavy migmatitizačné sú hercýnske a vznikli vplyvom kohútskeho poorogénneho granitu.

B. V pásme Volovca regionálna metamorfóza sa prejavila epizonálnymi premenami. Metamorfóza postihla horniny kambrosilúrskej série (?) a fylit-diabázovej série [devón (?)], ako sa o tom môžeme presvedčiť z valúnového materiálu v bazálnych zlepencoch vrchného karbónu (moskovien). Sú to bindtrudnianske zlepence, zlepence na Hrádku a zlepence pod Súľovou (Mišík 1953, Krist 1954). S obdobným materiálom sa môžeme stretnúť aj v permských zlepencoch (Biely 1955). Spomínané valúny svedčia za to, že regionálna epizonálna metamorfóza viazaná na hercýnsky horotvorný cyklus sa odohrala ešte pred usadením karbónu (moskovien) a nie neskôr, ako sa domnievajú autori Fusán—J. Kamenický—Kuthan (1953), teda pred usadením permských sedimentov.

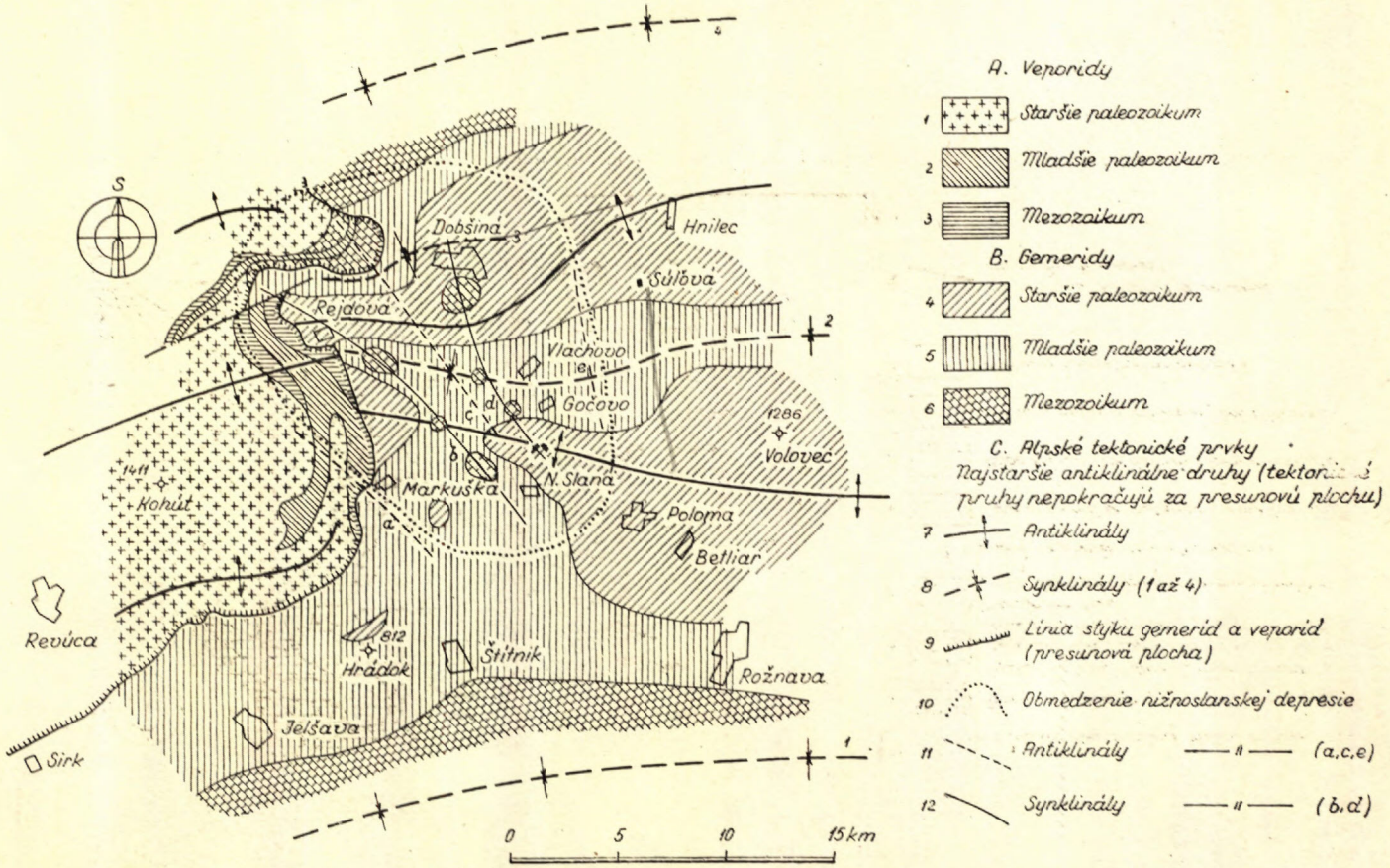
Regionálnu epizonálnu metamorfózu nemôžeme dobre sledovať priamo v študovanom teréne, lebo je zastretá regionálnou epizonálnou metamorfózou mladšou — alpskou (pozri mapku, obr. 2). Je viac ako pravdepodobné, že alpská regionálne epizonálna metamorfóza využila veľmi vhodné staršie štruktúry a už podľa nich sa riadilo ďalšie vytváranie „b" tektonitov a „s" tektonitov. (Termíny sú prevzaté z práce Máška 1954.) O tom však pohovorím v kapitole o alpskom horotvornom cykle.

3. Tektonické deformácie smeru S—J a mladšie deformácie

Po tomto hlavnom hercýnskom horotvornom pochode muselo nevyhnutne prísť k silným zdvihom a silnej erózii. Reliéf, na ktorý sedimentujú súvrstvia karbónu, nevykazuje nerovnosti a sedimenty karbónu usadzujú sa diskordantne na vyrovnaný podklad. Pochody, ktoré sa odohrali počas sedimentácie karbónu, som naznačil v zprávе „Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej" (1957) a odkazujem na jej tektonickú časť. Na tomto mieste chcem poukázať na starý reliéf, ktorý vznikol už po sedimentácii karbónu,



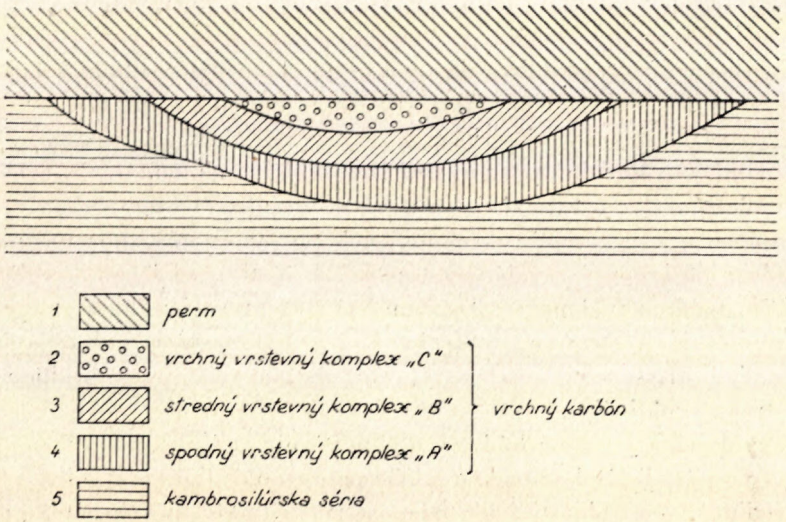
Obr. 2. Mapka rozšírenia metamorfných produktov hercýnskej a alpskej regionálnej metamorfózy v oblasti Nižnej Slanej.



Obr. 3. Mapka tektonických prvkov vzniknutých pred a po alpskej regionálnej metamorfóze v oblasti Nižnej Slanej.

ale ešte pred usadením permu. Vcelku ide o takú skutočnosť, že tri vrstevné komplexy karbónu, ako som ich vymedzil vo vyššie spomínanej zpráve, ležia pod permom tak, že vrchný vrstevný komplex — najmladší nachádza sa len na Bučine, kóta 853. Smerom do strán na východ a na západ sa nachádzajú pod permom súvrstvia vrstevného komplexu stredného až nakoniec spodného (pozri obr. 4).

Môžeme teda usudzovať na to, že pred usadením permu bol karbón zvrásnený do plytkej synklinály, ktorej krídla boli sčasti oderodované. Potom sedimentoval



Obr. 4.

na túto staršiu štruktúru perm. Najvrchnejší vrstevný komplex, teda najmladší člen, ako môžeme pozorovať, je pretiahnutý v smere SZ—JV (Bučina, kóta 853 a kóta 506, 300 m juhozápadne od Nižnej Slanej). Smer synklinály je vyznačený v tektonickej mapke, obr. 1. Priebeh tejto synklinály je kolmý na osi starších už spomínaných synklinál predkarbónskych a prechádza skôr spomínaným uzlom severozápadne od Nižnej Slanej, kde sa zbiehajú staršie štruktúry.

Rozšírenie sedimentov permu v študovanej oblasti poukazuje na štruktúry smeru SZ—JV. Nemôžeme zatiaľ s istotou tvrdiť, či ide o depresie, ktoré vznikly tektonicky, alebo o prehĺbenie, ktoré vzniklo erozívnou činnosťou. Môžeme však pozorovať, že perm sa usadzuje do depresií smeru VJV—ZSZ vo fácii verukána. Ide o tieto pruhy:

a) Foederata séria—Dedinky,
b) Dobšiná,
c) Radzim,

d) Štítnik—Jelšava.

(Jednotlivé výskyty sú vyznačené v mapke, obr. 1, malými písmenami.)

Prvé tri sú charakterizované suchozemskými limnickými sedimentmi, zatiaľ čo posledná — štvrtá synklinála je vyplnená sedimentmi permu (?) vo vývine plytkomorskom až pobrežnom (Bystrický — Fusán 1955). Synklinály boli od seba oddelené. Materiál v prvej a druhej je zhodný, ale v tretej a štvrtej synklinále je odlišný.

Prvá a druhá synklinála [Foederata séria — Dedinky (a); Dobšiná (b)] je vyplnená zlepencami s valúnmi kremitých porfýrov, kremeňov, fialovastých zlepencov. Taktiež pozorovať i valúny fylitov (Biely 1954), ktoré sú tiež dôkazom starej hercýnskej regionálnej metamorfózy v pásme Volovca. Ďalej možno pozorovať hojné červenofialové bridličky, pieskovce so sericitickým tmelom s hojnou železitou substanciou. Ako vidíme, sedimentácia je silne ovplyvnená prítomnosťou fylit-diabázovej série.

Synklinála (c), Radzim je pomerne odlišného sedimentárneho charakteru. Oproti predošlým dvom vyznačuje sa tým, že na juhozápadnej strane synklinály nachádzajú sa arkózy a tiež v celom priebehu synklinály môžeme pozorovať sedimentáciu len kremitých valúnov stmelených svetlým alebo slabo zelenkastým sericitickým tmelom v zlepence. To znamená, že vplyv fylit-diabázovej série bol spočiatku veľmi nepatrný a že až ku koncu sedimentácie sa prejavil prínos materiálu fylit-diabázovej série malým množstvom fialových bridlíc (juhovýchodná strana synklinály).

Štvrtá synklinála (d) sa nachádza v úseku Štítnik—Jelšava, kde by išlo o vrstvy permu (?) vo vývoji plytkomorskom alebo pobrežnom (Fusán — Bystrický 1955). Sedimentačné oblasti boli teda asi znova oddelené chrbátom už počas sedimentácie.

Menšie výskyty permu môžeme pozorovať i vo veporidách (pozri mapku obr. 1), kde sa vyskytujú arkózy v dvoch miestach. Sú to synklinály:

e) Rejdová,

f) Turčok.

Tu sa arkózy uchovali ako veľmi stlačené sericitické fylity, na ktoré je nasunutý Spišský príkrov.

Poslednými prejavmi hercýnskeho orogénu sú asi dislokácie gampel-kobeliarovský mlyn SV—JZ a dislokácia ležiaca severozápadne od Kobeliarova medzi kótami Ježovec a Starý Háj, o ktorých sa domnievam, že sú pokarbónske.

II. Alpský horotvorný cyklus

Už na začiatku chcem upozorniť na to, že tento horotvorný pochod javí v študovanom území značnú obdobu hercýnskeho horotvorného pochodu, ale v menšom rozpätí a menšej intenzity.

1. Tektonické deformácie smeru V—Z

A. V pásme Volovca upozorňujem na tieto synklinálne pruhy smeru V—Z:

1. Slovenský kras (s dielčimi synklinálnymi a antiklinálnymi pruhmi),
2. Rejdová—Gočovo—Čertova hoľa (724,8 m),
3. Dobšiná V—Z,
4. Severogemeridná synklinála (s dielčimi synklinálami a antiklinálami).

(Synklinálne pruhy sú vyznačené v mapke, obr. 3 a označené sú arabskými číslicami.)

Synklinály 1—4 sú známe z prác starších autorov (Balogh — Pantó 1953; Maheľ 1953). V tejto správe upozorňujeme hlavne na synklinálu 2 Rejdová—Gočovo—Čertova hoľa (Snopko 1956—1957). Os synklinály má priebeh zhruba V—Z a môžeme ju sledovať od presunovej plochy príkrovu pri Rejdovej smerom na Gočovo, odtiaľ na kótu 837 až po Čertovu hoľu (kóta 1248 m), kde jej ďalšie pokračovanie k východu nie je mi známe (pozri geologickú mapu. Snopko 1957). Os tejto synklinály vykazuje priečne sprehýbanie, ktoré je zapríčinené pochodom mladším, o čom sa zmienim neskoršie. Celá synklinála je vyplnená karbónskymi súvrstviami. Všetky vyznačené štruktúry smeru V—Z vznikli počas alpského horotvorného cyklu (pozri mapku, obr. 3). Sedimenty karbónu v celej oblasti Nižnej Slanej vytvárali jeden mohutný súvislý celok, ktorý sedimentoval pomerne na rovné dno (Snopko 1957), čomu nasvedčuje celková sedimentácia karbónu. Len neskoršími tektonickými pohybmi došlo k rozdeleniu týchto súvrství do viacerých synklinálnych pruhov smeru približne V—Z, ako ich vidíme v dnešnej podobe.

Dnes môžeme pozorovať, že kryštalinikum pásma Volovca v študovanej oblasti je vlastne mohutné antiklinórium, ktoré vzniklo až po usadení karbónu. Celé toto antiklinórium vyžadovalo si pre svoj vznik mohutné tlaky, ktoré mohol poskytnúť len nový horotvorný cyklus — alpský. To, že došlo ku zvlneniu až po sedimentácii mezozoika, môžeme usudzovať z toho, že mezozoické zvyšky sa riadia už týmito štruktúrami. Je to hlavne mezozoická troska na Radzime, ktorá leží na južnom krídle synklinály 2 Rejdová—Gočovo—Čertova hoľa a mezozoikum pri Dobšinej, synklinála 3. Mezozoické zvyšky, o ktorých bude reč neskôr, vyskytujú sa v širšej oblasti povodia rieky Slanej a poukazujú ešte i na to, že mezozoikum južné a severné pôvodne počas sedimentácie spolu súviselo. Môžeme sa domnievať, že zakrývalo celé študované územie.

B. Obdobné pomery môžeme pozorovať i v pásme Kohúta. Tu sa rozprestiera mohutné antiklinálne vyklenutie, v ktorom sú vyvinuté menšie dielčie antiklinály digitácie (Zoubek 1954). Vo východnej časti, teda v študovanom území rozdelil Zoubek pásmo Kohúta na tri antiklinálne veľvrásy:

1. antiklinála Ostrého vrchu (ktorá smerom východným prechádza v digitáciu Markušského vrchu),

2. najmohutnejšia antiklinála masívu Kohúta,

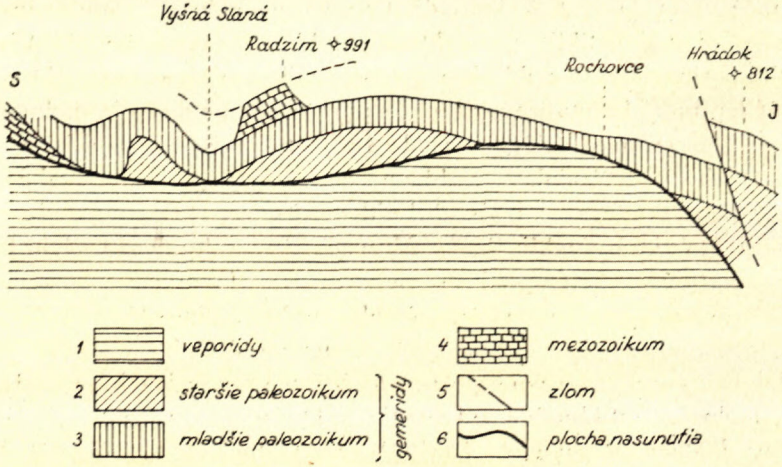
3. antiklinálne pásmo Trešníka.

Mohutné antiklinálne pásmo Kohúta má na južnom krídle antiklinály veľmi príkre úklony ca 60° k juhu. Úklony sú spôsobené tým, že plocha kerného násunu príkrovu je ešte ďalšími tangencionálnymi tlakmi veľmi príkro uklonená spolu so súvrstviami k juhu. Tento zjav je však známy v celom území od Hnúšte až po Rožňavu, v ktorom úseku sa všetky útvary ako mezozoika, tak i karbónu ukláňajú veľmi príkro 60—80° k juhu.

C. Kerný násun pásma Volovca na pásmo Kohúta. Po vytvorení plytkých antiklinálnych a synklinálnych pruhov ďalšími tlakmi z juhu vytvoril sa kerný príkrov. Tým, že došlo k takémuto tektonickému rozdeleniu, vytvorili sa dve mohutné jednotky, ktoré Zoubek (1956) definoval ako pásmo Volovca a pásmo Kohúta.

Pre štúdium charakteru Spišského príkrovu najlepšie vyhovuje úsek od Rochoviec po Rejdovú. Priebeh presunovej plochy je smeru S—J, plocha násunu je pomerne plytko sklonená k východu 20—30°. Na tejto ploche môžeme pozorovať tieto znaky:

1. Presunová plocha reže staré tektonické plochy naprieč, takže z profilu môžeme pozorovať staršie antiklinály, ktorých jadrá sú tvorené horninami staršieho paleozoika a obklopené sedimentmi karbónu. Staré synklinály sú tvorené len sedimentmi karbónu (pozri obr. 5). Z toho môžeme usudzovať, že keď sa presunová plocha vytvárala, bolo už epikryštalinikum a jeho obalová karbónska séria zvrásnená do plytkých synklinál.



Obr. 5.

2. Ako ďaleko ležali horniny Spišského príkrovu smerom na západ (lebo erózia značne pokročila), môžeme sa presvedčiť takto. Bazálny člen karbónu nám svojou plochou predstavuje povrch starého kryštalinika gemeríd. Ak túto plochu predĺžime smerom na západ, zistíme, že sa nám pretne s interpretovanou násunovou plochou. Tam, kde sa tieto dve plochy pretínajú, ležalo pravdepodobne kryštalinikum Spišského príkrovu na veporidách. Súvrstvia karbónu gemeríd a tiež mezozoikum nasunuli sa ešte ďalej za túto čiaru (pozri obr. 3). Podotýkam však, že zmysel pohybu bol od juhu k severu a dĺžka násunu bola pravdepodobne 20 km (Z o u b e k 1954), teda taká vzdialenosť, aká je odokrytá v úseku Rochovce—Rejdová. Z predošlého teda vyplýva, že už v dobe nasunutia mala presunová línia priebeh približne S—J v študovanom území. Táto hranica bola však oniečo západnejšie, ako je dnes.

Stavba staršieho paleozoika v študovanej oblasti podmienila do určitej miery miesto, kde sa vytvorila násunová plocha. Tak je to od Hankovej na sever, kde sa nachádza pruh gotlandu (?), ktorý má totožný priebeh s presunovou plochou príkrovu. Ohyb násunovej plochy vytvoril sa práve v blízkosti územia, ktoré bolo už za hercýnskych horotvorných pochodov tektonicky exponované. Značný vplyv na vytvorenie presunovej plochy má i tá skutočnosť, že pásmo Volovca, ako mohutná megaantiklinála ukláňala sa v tomto mieste do osovej depresie a pri ďalších tlakoch z juhu sa táto depresia pretrhla vo forme kerného presunu, pričom východná časť sa posunula k severu. Z tohto môžeme teda usudzovať, že študované územie bolo voči tlakom menej odolné.

Na potvrdenie existencie Spišského príkrovu ako samostatnej tektonickej jednotky nasvedčujú tieto skutočnosti:

1. Smery vrstiev v obidvoch tektonických jednotkách nasvedčujú na odlišné tektonické celky, pretože sú na seba kolmé.

a) V gemeridách v okolí Rejdovej smerujú súvrstvia kambrosilúrskej série kolmo na presunovú plochu (smer súvrství SSV—JJZ, sklon ca 90°; smer presunovej plochy SSZ—JJV, sklon 20—30° k východu) a ležia nad touto presunovou plochou. (Pozri prehľadnú geologickú mapu Spišsko-gemerského rudohoria, B y s t r i c k ý — F u s á n — M a h e ľ 1957.)

b) Vo veporidách súvrstvia obalovej série smerujú súbežne s plochou násunu a ležia pod gemeridným paleozoikom.

2. Bridličnatosť vytvorená sunutím Spišského príkrovu je veľmi silná (dynamometamorfóza) a je zhodná s morfológiou podkladu v úseku Rochovce—Foederata séria. Vznikla sunutím más pásma Volovca po podloží — veporidách. Jej smery sú zhruba SSZ—JJV s úklonom 20—30° k východu. Na mnohých plochách bridličnatosti pozorovať novovzniknutý minerál — chloritoid, ktorý je typickým výlučne stresovým minerálom.

3. Tektonity „b" merané v bridličnatosti vykazujú smer 80—85° k východu s miernym sklonom 10—20° na východ, teda pod Spišský príkrov.

4. Zavinutie mezozoika gemeríd pod kryštalinikum gemeríd (Táfliová—Foederata séria).

5. Vytvorenie digitácií Markušského vrchu (Zoubek—Snopko 1954, Zoubek 1954) spolu s vytvorením šupinatej stavby pozdĺž celého styku gemeríd, veporíd od Štítnického potoka po Foederata sériu.

6. Veľký metamorfný hiát medzi hercýnskym mezozonálne metamorfovaným kryštalinikom pásma Kohúta a medzi hercýnskym epizonálne metamorfovaným pásmom Volovca (Zoubek 1956). Prechodné členy medzi dvoma metamorfnými zónami sú dnes zakryté Spišským príkrovom.

7. Dôkazom toho, že tangencionálny tlak pôsobil od juhu k severu, je skutočnosť, že bridličnatosť v študovanom území pásma Kohúta je uklonená k juhu. Bridličnatosť spôsobila alpská regionálna epizonálna metamorfóza, ktorú rozvediem v kapitole o metamorfóze (pozri prílohu V v páske za textom a obr. 2). Toto jasne dokumentuje smer pohybu od juhu k severu. Výnimku tvorí len bridličnatosť na styku gemeríd a veporíd, ktorá je totožná s podkladom, ako som už spomenul v bode 2.

8. Smer sunutia bol nevyhnutne kolmý na osi „b" (80—85° k východu), teda dial sa od juhu k severu. Dôkazom toho sú i namerané „ac" pukliny (ca 0/90°, pozri prílohu VI v páske za textom).

9. Vrások nebolo nameraných veľa, ich vergencia je k severu, sú silne vytiahnuté, vyvalcované, ležaté. Mohli by sme usudzovať, že nasvedčujú na pohyby vzniknuté súčasne so sunutím príkrovu.

Okrem týchto pozoroval som aj vrásky s vergenciou k juhu. Tie sú pomerne málo redukované v ramenách a skôr ide o ohyb vrstvy. Sú to vrásky šikmé alebo mierne prekotené. Oba druhy vrások sa vyskytujú v nepatrnom množstve. Boli namerané v rovnorodých homogénnych horninách pomerne plastických (karbónske vápence, fylity).

10. Na styku gemeríd a veporíd došlo k silnejšej epizonálnej dynamometamorfóze vplyvom sunutia.

2. Alpská regionálna metamorfóza

Alpskú regionálnu metamorfózu v študovanej oblasti môžeme sledovať na základe metamorfných produktov, t. j. na základe štúdia genéz hornín ako i na základe drobno tektonických prvkov („s" plôch, „b" osí a „ac" puklín), lebo tu pôsobil jednosmerný tlak. Pri rozobraní metamorfných pochodov v študovanom území najprv sa pokúsim charakterizovať metamorfné pomery v pásme Kohúta.

A. Ako som už spomenul, v pásme Kohúta prejavila sa regionálna mezozonálna metamorfóza hercýnska. Jej produktom sú jemnozrnné dvojsľudné svory. Do týchto metamorfných produktov intrudoval kohútsky granit a vytvoril

tu migmatity na okolných svoroch. Granit bol teda poorogénny, tlakmi nepoškodený, celistvý.

Keď pozorujeme celé študované územie, zistíme, že masív Kohúta je silne stlačený, že granit je zbridličnatený — chloritizovaný a zmenený v epigranity (Zoubek — Snopko 1954). Pri detailnom mapovaní dajú sa tu rozlišovať masívne typy granitu od typov nestlačených, ktoré miestami, najmä na styku gemeríd a veporíd prechádzajú až do sericiticko-chloritických fylonitov. Textúra týchto je okatá. Podobne aj svory sú silne chloritizované. Táto nižšia metamorfóza je zapríčinená mladšou epizonálnou regionálnou metamorfózou, ktorá postihla masív Kohúta v študovanom území.

Keďže bridličnatosť je uklonená v pásme Kohúta k juhu a „b" osi majú ca smer V—Z, tangencionálny tlak pôsobil od juhu smerom k severu. Spomínaná epizonálna metamorfóza postihla aj obalovú sériu pásma Kohúta, zloženú z útvarov karbónu, permu a mezozoika, čo je rozobrané podrobnejšie v zpráve (Zoubek 1954), (Zoubek — Snopko 1954).

B. V pásme Volovca boli zatiaľ nejasné metamorfné pomery v stykových častiach medzi gemeridami a veporidami, ako aj v centre Spišsko-gemerského rudohoria. K rozriešeniu v študovanej oblasti napomohli drobno tektonické merania (meranie plôch „s", „b" osí a tiež sledovanie puklín „ac" a „bc"), ako aj sledovanie metamorfných produktov.

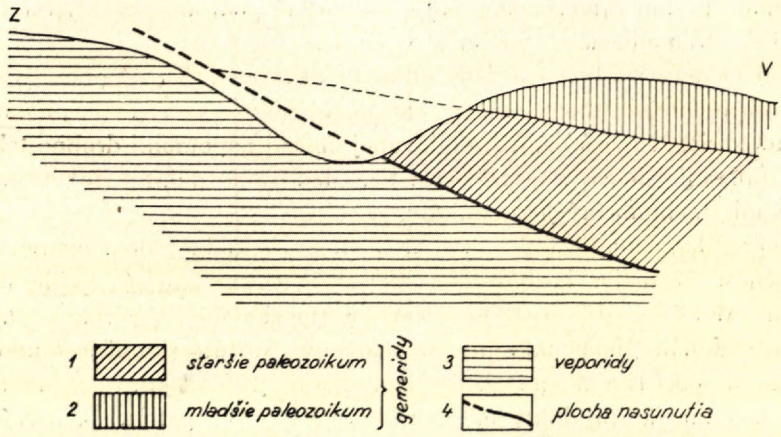
Pri geologickom mapovaní a meraní uvedených hodnôt bola overená známa už skutočnosť, že nielen karbón, ale i perm a mezozoikum sú postihnuté metamorfózou (Máška 1953—1956). Karbón (moskovien) v širokej študovanej oblasti je regionálne epizonálne metamorfovaný. Na túto skutočnosť upozorňujú už Fusán — J. Kamenický — Kuthan (1953), ktorí sa domnievajú, že ide o metamorfné produkty predpermských útvarov, patriace k hercýnskemu orogénu. Že tu ide o metamorfné produkty alpského orogénu, vyplynie z toho, že karbón-moskovien je fyliticky metamorfovaný; horniny sú pomerne silne chloritizované a sericitizované. Polohy zlepencov so sericitickým alebo chloritickým tmelom sú tiež zbridličnatené a valúny sú často vytiahnuté v smere bridličnatosti. Jediné horniny, ktoré odolali tejto pomerne slabej epizonálnej metamorfóze, sú bazálne svetlé zlepence a kvarcity, ktorých valúny sú stmelené kremitým tmelom. Ale i tieto majú často husté pukliny v smere bridličnatosti. Na styku gemeríd a veporíd boli i tieto zbridličnatené a zmenené v epikvarcity, u zlepencov boli kremenné valúniky vyvalcované. Obdobné pomery sa vzťahujú i na zlepence verukána. Pri Radzime, kóta 975 sú valúny kremeňa silne vyvalcované a základná hmota je sericitizovaná. Mezozoikum je tiež postihnuté epizonálnou metamorfózou, najmä vo Foederata sérii.

Produkty regionálnej epizonálnej metamorfózy som rozdelil do troch metamorfných stupňov na základe odolnosti hornín voči tektonickým tlakom pri regionálnej metamorfóze. Horniny som rozdelil takto:

1. Najmenej odolné boli všetky sedimenty pelitické, ktoré sú metamorfózou zmenené v sericitické fylity, chloritické fylity, piesčité sericiticko-chloritické fylity a pod. (karbón, perm, verfén). Všetky vápence sú zmenené v kryštalické vápence a rauwacky (karbón, mezozoikum).

2. Oniečo odolnejšie boli zlepencové horizonty. U týchto sú valúny kremeňa pretiahnuté v smere bridličnatosti a základná hmota je sericitická (perm pod Radzimom), alebo chloritická (zlepence južne od Ždiaru — karbón).

3. Najodolnejšie sa chovali voči tlakom kvarcitické horniny u bazálneho člena karbónu a spodnotriasové kvarcity obalu veporíd. Obdobne i zlepence bazálneho člena karbónu, u ktorého sú valúny stmelené kremitým tmelom. Tieto boli metamorfované len na styku gemeríd a veporíd, teda v mieste, kde došlo k sunutiu Spišského príkrovu. Sú teda vytvorené dynamometamorfózou.



Obr. 6.

Vo vnútri gemeríd bolo možné na týchto horninách sledovať vplyv regionálnej epizonálnej metamorfózy v podobe hustých puklín v smere bridličnatosti.

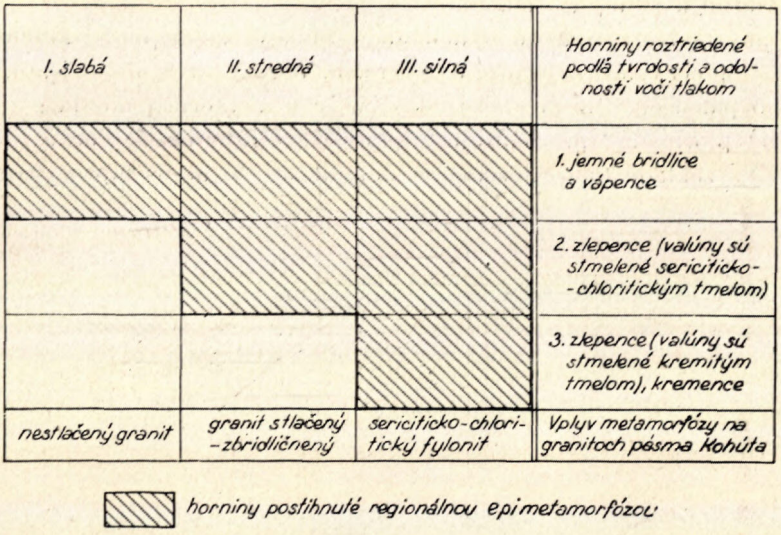
Podľa tohto kritéria som urobil tabuľku metamorfných stupňov, v ktorej je čiastočne vyznačené, ktorý horizont pri akej metamorfóze začne reagovať a podľahne zbridličneniu (pozri obr. 7). U žuly pásma Kohúta odpovedajú i predošlé stupne:

1. stupeň: nestlačený granit,
2. stupeň: granit stlačený — zbridličnený,
3. stupeň: najsilnejšie stlačený granit až sericiticko-chloritický fylonit.

Na základe týchto faktov zostrojil som mapku (obr. 2) alpskej epizonálnej regionálnej metamorfózy, kde podľa vyššie uvedených kritérií sú vyznačené rôzne silné metamorfné podzóny. Regionálna epizonálna metamorfóza v študovanom území smerom k severu vyznieva. Najsilnejšie epizonálne vplyvy sú na

styku gemeríd a veporíd, teda v území, ktoré bolo ešte dynamometamorfované i regionálne epizonálne metamorfované. Tu podľahli premene i kvarcity (spodný trias) aj zlepence, ktorých valúny sú stmelené kremitým tmelom (karbón—bazálny člen). Z mapky (obr. 2) môžeme ďalej pozorovať, že epizonálna regionálna metamorfóza je tiež rozšírená na staršie horniny, a to na kambroordovik (?)—silúr (?)—devón (?) (vlachovské vrstvy, pačianske vrstvy, betliarske vrstvy, fylit-diabázová séria) v pásme Volovca a na svory a granit v pásme Kohúta. Toto som urobil na základe drobnotektonických meraní.

C. Drobnotektonické alpské prvky regionálne epizonálnej metamorfózy. Na existenciu alpskej regionálne epizonálnej metamorfózy môžeme



Obr. 7. Alpská regionálna epizonálna metamorfóza. Posudzovanie intenzity alpskej regionálnej epizonálnej metamorfózy je možné len za predpokladu súčasného výskytu všetkých druhov hornín rôznej mechanickej odolnosti voči tlaku.

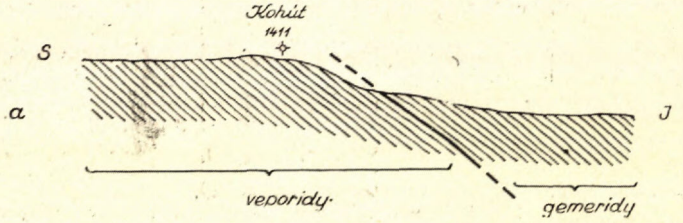
usudzovať i z drobnotektonických meraní (pozri prílohu V a VI), na základe ktorých som potom alpskú regionálnu epizonálnu metamorfózu rozšíril na celé študované územie. Pri práci som volil spôsob, ktorý uvádza Máška (1954) v svojej práci „K tektonické analyse krystalinika".

Prvé, čo som si všimol pri drobnotektonických meraniach, bolo, že celé územie je silne zbridličnené a že v ploche bridličnatosti („s" ploche) ležia i „b" osi. Osi plochy sú v prevažnej väčšine veľmi výrazné a len ojedinele na horninách nerovnorodých, ako sú zlepence, kde valúny sú obalené sericitickým tmelom (perm) alebo tmelom chloritickým, sú plochy nerovné. U zlepencov, kde valúny sú stmelené kremitým tmelom alebo u kvarcitov, je bridličnatosť menej výrazná a môžeme povedať, že sú tu len pukliny, ktoré naznačujú priebeh bridličnatosti.

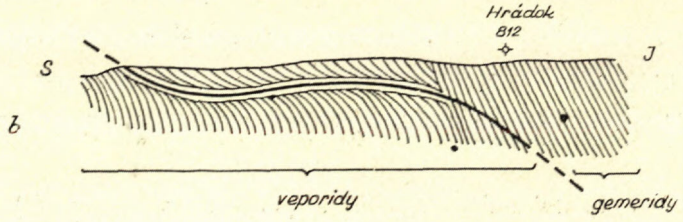
Výnimku tvorí len územie styku gemeríd a veporíd, kde došlo k sunutiu (stres) [na týchto horninách je tu veľmi výrazná bridličnatosť].

Ak si všimneme „b" tektonity, pozorujeme, že sú vyvinuté rôzne. Môžeme ich pozorovať ako drobné zvráskovanie na ploche „s", niekedy je „b" os patrná z usporiadania minerálov. V niektorých miestach som zistil, že hornina je vyvalcovaná do úzkych čiarok až valčekov, čo som pozoroval hlavne na styku gemeríd a veporíd u kvarcitov a na granite. Týmito drobnými „b" osami sú tvorené niekedy celé odkryvy do smeru „b", čo je niekedy už zďaleka viditeľné. U všetkých odkryvov som pozoroval závislosť, čím je „s" plocha výraznejšia, tým je menej jasná „b" os a naopak. Domnievam sa, že kde boli „b" osi veľmi výrazné, došlo k silnejším tlakom.

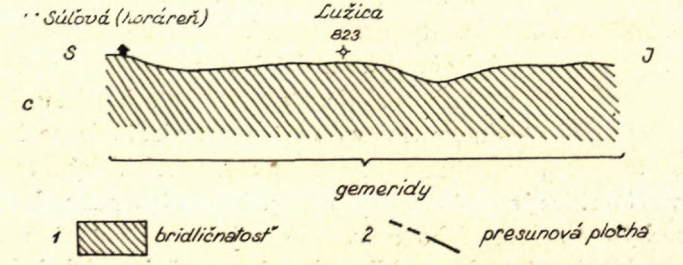
Namerané hodnoty som po vyhodnotení zanášal na mapu 1 : 25 000 a zistil som, že „s" plochy mi prechádzajú bez rozdielu veku útvarov súvisle a plynule od starého paleozoika až do mezozoika, ba že v niektorých miestach (južne od Rochoviec) plochy „s" prechádzajú i naprieč cez presunovú plochu (pozri prílohu V). Na základe toho môžeme sa domnievať, že počas alpskej regionálnej



Obr. 8a.



Obr. 8b.



Obr. 8c.

epizonálnej metamorfózy došlo v niektorých miestach k zotretiu starých hercýnskych „s" tektonitov, v iných miestach zase došlo ku zvýrazneniu starých bridličnatostí, takže teraz je veľmi ťažko tieto od seba odlíšiť. Celkovú bridličnatosť môžeme najlepšie vidieť zo schematických profilov:

Obr. 8a. Profil cez pásmo Kohúta (bridličnatosť vznikla regionálnou epizonálnou metamorfózou).

Obr. 8b. Styk gemeríd a veporíd (bridličnatosť vytvorená pôsobením dynamometamorfózy i regionálnej metamorfózy).

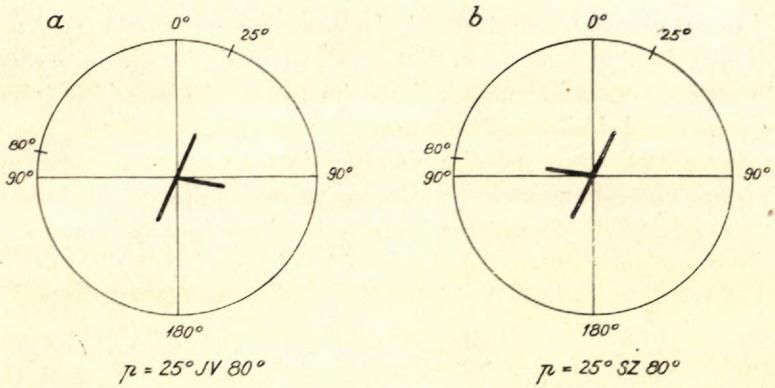
Obr. 8c. Profil cez pásmo Volovca (bridličnatosť vznikla regionálnou epizonálnou metamorfózou).

Z niektorých skutočností sa dá usudzovať, že čím je bridličnatosť strmšie uklonená, tým boli v tomto mieste väčšie tlaky. Kde je bridličnatosť plochá, boli i tektonické pochody a tlaky slabšie. Odlišný je jedine úsek styku gemeríd a veporíd (pozri obr. 8b), kde došlo i k dynamometamorfóze, ktorá vykázala najsilnejšiu epizonálnu metamorfózu. V tomto mieste došlo k sunutiu nadložných más Volovca po podklade, v dôsledku čoho sa vytvárala bridličnatosť zhodná s podkladom. Táto bridličnatosť je patrná hlavne v úseku od Rochoviec smerom na sever k Rejdovej (pozri prílohu V). Sunutie bolo sprevádzané i epizonálnou dynamometamorfózou, na ktorú som poukázal už v predošlých kapitolách. Že regionálna epizonálna metamorfóza je mladšia ako dynamometamorfóza, svedčí to, že bridličnatosť smeru V—Z s úklonom k juhu v okolí Rochoviec prechádza kolmo cez rozhranie oboch tektonických jednotiek (smer S—J s úklonom 20—30° k východu), z čoho vyplýva, že je mladšia ako násunová plocha. Vplyv dynamometamorfózy smeruje ďalej pozdĺž násunovej plochy, to znamená, že vznikli pred regionálnou epizonálnou metamorfózou. Celkove môžeme povedať, že alpská regionálna epizonálna metamorfóza vytvára bridličnatosť smeru V—Z s úklonom k juhu. Priebeh bridličnatosti smeru V—Z je výrazný len na okrajových častiach študovaného územia, lebo v strednej časti je „s" tektonika usmernená mladšími pochodmi, ktoré vytvorili depresiu smeru S—J. V dôsledku toho je usporiadanie bridličnosti v strednej časti točené k severu do oblúka (pozri prílohu V). V území od Rochoviec smerom na Rejdovú má bridličnatosť priebeh S—J, čo je zapríčinené sunutím kerného príkrovu.

Že metamorfóza bola jednotná, môžeme pozorovať i z toho, že merané „b" osi majú v celom území smer V—Z (pozri tektonickú mapu, príloha VI), pričom z „ac" puklín kolmých k „b" osiam môžeme usudzovať na to, že severná časť príkrovu akoby sa rozširovala. Mohli by sme sa domnievať, že smerom k severu už nie je ďaleko čelo kryštalinika Spišského príkrovu a že je zakryté mezozoikom Stratenskej hornatiny.

Pro lepšiu názornosť použil som pre znázornenie bridličnatosti a vrstevnatosti kruhové diagramy (Máška 1954, str. 82), pre znázornenie puklín som použil ružicové diagramy, ktoré sú tu pomerne vhodné, lebo sklony puklín

vykazujú hodnoty väčšie — nad 45°. Pokúsil som sa znázorniť sklony puklín „ac" i „bc" a označujem ich odlišným šrafovaním. Hodnotu sklonu vypočítame z diagramu takto: U nameranej hodnoty je „ac" = 25° JV 80°. Z takto nameranej hodnoty najprv nanesiem na diagram smer, a to tak, že si zvolím určitú jednotku (0,5 cm) za jednu nameranú veličinu a nanesiem od stredu na okraj. V danom prípade 25°. K nej prislúcha sklon JV 80°. Tento nanesiem do juhovýchodného oktantu, stupnicu však odpočítavam na SZ oktante. U smeru urobím záznam do dvoch oktantov, zatiaľ čo u sklonu len jeden odpovedajúci smer (pozri obr. 9). U sklonu 25° SZ 80° by sa nameraná hodnota zaniesla, ako je znázornená na obrázku 9b. Hodnota 90° zanáša sa na obidve strany. V praxi sa to robí tak, že hodnoty smeru sa vynesú najprv a až potom, keď máme vynesené maximum smeru k tomuto, vyhľadávame a zanášame sklony do diagramu.



Obr. 9a, 9b.

Z drobnotektonických štúdií možno ďalej usúdiť, že „b" tektonity a „s" tektonity spolu súvisia („b" osi sú v bridličnatosti a nie kolmo k nej) a že sú tiež v súlade s puklinami „ac", ktoré vykazujú, ako som vyššie spomenul, v čelnej strane určité rozovretie. Tomuto vyklenutiu k severu odpovedajú i „b" osi, (pozri mapu, príloha VI). Všetky tieto drobnotektonické prvky vytvárajú normálny tektonický kríž, ktorý na pokraji študovaného územia vykazuje malé pootočenie smeru „ac" k SZ, zapríčinené pravdepodobne násunom. Zjavná je ešte tá skutočnosť, že v častiach hlbších, ktoré boli lepšie eróziou odokryté, sú „b" tektonity výraznejšie, zatiaľ čo vo vyšších častiach vyššie k povrchu príkovu sú nevýrazné. Z puklín „ac" môžeme pozorovať, že v týchto vyšších častiach vznikajú rôzne nepravidelnosti, vyjadrené vo forme „trieštivej tektoniky" (termín prevzatý od M á š k u r. 1954, str. 215), čím narúšajú presné zistenie smeru „ac" a tým i predpokladaný priebeh „b" osí. I v dôsledku neskorších pohybov a rušivých síl celá štruktúra v týchto jednotkách sa zachovala v dosť pôvodnej podobe a celkový ráz a charakter tektonitov je i dnes veľmi zreteľný.

Nakoniec zhrniem faktá, ktoré dokazujú existenciu alpskej regionálnej metamorfózy v pásme Volovca a v pásme Kohúta v študovanej oblasti. Sú to:

1. V pásme Kohúta sú hercýnske jemnozrnné dvojsľudné svory a poorogénne kohútske granity silne regionálne epizonálne metamorfované v diaftority a epigranity, miestami až v sericiticko-chloritické fylonity. Epimetamorfóza sa smerom k severu zmenšuje a prejavuje sa len mohutnými zbridličnenými pruhmi. Regionálna epizonálna metamorfóza postihla i obalovú sériu, v ktorej sú horniny karbónu, permu a mezozoika.

2. Plochy bridličnatosti sú súhlasné ako vo veporidách, tak v gemeridách a prebiehajú nezávisle bez ohľadu na staršiu geologickú stavbu a na uloženie všetkých vrstiev, t. j. od kambrosilúru až mezozoika a majú generálny smer V—Z. Tento generálny smer je porušený mladou priečnou depresiou, ktorú rozvediem neskoršie, ako i násunovou plochou, v okolí ktorej bridličnatosť vytvára oblúk smerom k severu (pozri prílohu VI).

3. Regionálna epizonálna metamorfóza je mladšia ako násun gemeríd a veporíd, čoho dôkazom je, že bridličnatosť nezávisle od presunovej plochy prechádza z jedného tektonického celku do druhého.

4. Dynamometamorfóza sa odohrala skôr, ešte pred regionálnou epizonálnou metamorfózou, na čo poukazuje silnejšia epizonálna metamorfóza v okolí presunovej plochy (najvyšší stupeň epizonálnej metamorfózy) ako i súbežná bridličnatosť s presunovou plochou (úsek od Slavošky po Rejdovú) (pozri mapku, obr. 2).

5. Všetky horniny, ktoré sa vyskytujú v študovanej oblasti, sú regionálne epizonálne metamorfované. Sú to:

a) Vo veporidách sú jemnozrné dvojsľudné svory prebridličnené a spätne metamorfované (chloritizované).

b) Kohútske poorogénne granity sú zbridličnené až fylotinizované.

c) Obalová séria Kohúta je zbridličnená a zmenená v sericiticko-chloritické fylity (karbón—perm) a epikvarcity (spodný trias).

d) V gemeridách sú kambrosilúr (?), devón (?) (fylit-diabázová séria) ešte raz zbridličnené.

e) Gemeridný karbón je zbridličnený a metamorfovaný. Pelitické horniny sú zmenené v sericiticko-chloritické fylity, vápence, kryštalické vápence a rauwacky, valúny sericitickej a chloritickej základnej hmoty sú vyvalcované. Zlepence, ktorých valúny sú stmelené kremitým tmelom, sú vyvalcované na styku gemeríd a veporíd, v centre pásma Volovca sú na nich badateľné pukliny v smere bridličnatosti.

f) Permské zlepence pod Radzimom sú vyvalcované — zbridličnené.

g) Mezozoikum vo Foederata sérii je zbridličnené (epikvarcity, spodný trias). vápence sú zmenené v kryštalické vápence a v rauwacky.

6. Smerom k severu metamorfóza v študovanom území postupne slabne a po-

zorovať len štádium stlačenia zbridličnenia bez chloritizácie a sericitizácie, odolnejšie horniny ako permské zlepence nie sú už tektonicky namáhané (Dobšiná), obdobne odolávajú i zlepence s kremitým tmelom a kvarcitické bazálne súvrstvia karbónu mimo styku gemeríd a veporíd (pozri mapku, obr. 2).

7. Vyššie som spomenul, že cez všetky horniny bez rozdielu na ich vek, smer a sklon vrstiev prechádza plynule bridličnatosť. V niektorých miestach (západne Polomy) môžeme pozorovať menšie nezrovnalosti u staršieho paleozoika a u karbónu, ktoré sú zapríčinené pravdepodobne tým, že kým kambrosilúr bol už regionálne epizonálne metamorfovaný a ľahko sa prispôsobil novým tektonickým pomerom, karbónske súvrstvia sa zatiaľ ešte len začali formovať vo fylity, čo sa odrazilo potom v nezrovnalostiach bridličnatosti.

8. Vo vnútri kryštalinika pásma Volovca v študovanom území nedošlo pod vlivom regionálnej epizonálnej metamorfózy k žiadnym príkrovom (presunom). Tomu nasvedčuje skutočnosť, že súvrstvia karbónu ležia neprerušene v stratigrafickom slede na staršom paleozoiku a pozorujeme tu len nepatrné nadurovanie plastickejších súvrství vápencov a bridlíc.

K striedaniu stratigrafických členov nad sebou a k vytvoreniu šupinovitej stavby došlo len na styku gemeríd a veporíd.

9. Metamorfóza bola jednotná na celom študovanom území, lebo merané „b" osi majú všade smer zhruba V—Z (pozri tektonickú mapu, príloha VI), pričom z „ac" puklín kolmých k „b" osiam môžeme usudzovať, že pod sedimentmi mezozoika Stratenskej hornatiny leží čelo kerného príkrovu kryštalinika pásma Volovca.

Keď hovoríme o alpskej regionálnej epizonálnej metamorfóze, mimovoľne sa nám vytvorí otázka, prečo vzniká v študovanom území. Z práce E. Vadásza (1953) sa dozvedáme, že ak berieme do úvahy priestorové usporiadanie pásiem zadunajských podložných útvarov, dochádza k uzáveru, že Bukové hory sú už pásmo medzihoria — internidy. Už Uhlig r. 1907 sa domnieva, že medzi Bukovými horami a slovenskými gemeridami je neurčitá autochtónna poloha masívu Vepora. Z toho teda usudzujem, že je tu blízko okrajová zóna, ktorá silne pôsobila na gemeridy a vytvorila ako spišský príkrov, tak aj regionálnu epizonálnu metamorfózu, ktorá smerom k severu vyznieva.

3. Tektonické deformácie smeru S—J a mladšie deformácie

Ďalšia deformácia, ktorá sa odohrala po alpskej regionálnej epizonálnej metamorfóze, sa prejavila vytvorením mohutnej depresie v celom povodí rieky Slanej (pozri mapku, obr. 3). Depresia sa vytvorila pravdepodobne vplyvom bočných tlakov pôsobiacich od západu k východu.

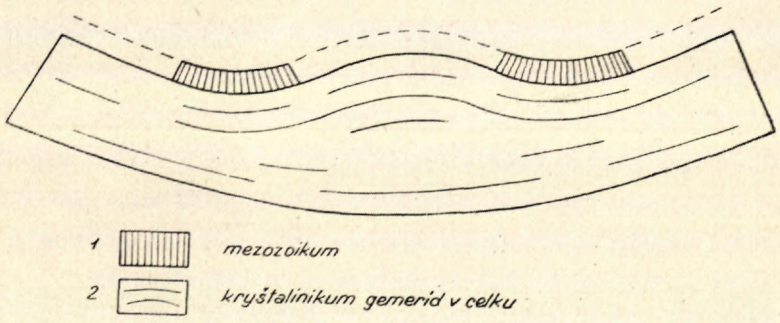
Na existenciu tejto depresie poukazujú:

1. Usporiadanie bridličnatosti do podoby veľkej depresie (pozri tektonickú mapu bridličnatosti, príloha V).

2. „b" osi sú uklonené na západnom krídle synklinály smerom k východu, na východnom krídle sú uklonené smerom k západu.

3. Tektonity „ac" v úseku Slavoška—Rejdová—Foederata séria sú všetky strmo uklonené k západu (pozri tektonickú mapu, príloha VI) a sú v súhlase s predošlými tektonickými prvkami. V strednej časti v smere synklinály sú „ac" pukliny pomerne súvislé. Okrem toho vyskytujú sa tu, ako pozorovať na niektorých hviezdicových tektonogramoch, pukliny kosé, ktoré pravdepodobne vznikli rôznymi priečnymi sprehýbaniami (smeru SZ—JV a SV—JZ) pri vytváraní nižnoslanskej depresie. Východná časť nižnoslanskej depresie je vyjadrená puklinami prevažne kolmými s tendenciou úklonu k východu. Teda i z „ac" puklín vysvitá, že tu existuje mladšia depresia, ako je vznik regionálnej epizonálnej metamorfózy tejto oblasti.

4. Ďalším dôkazom sú i namerané mladšie „b" osi, ktoré vznikli pravdepodobne v hlbších častiach pod pôvodným povrchom, teraz lepšie odokryté eróziou. Tieto vznikli pri vytváraní sa synklinály — nižnoslanskej depresie severovýchodne od Henckoviec (príloha V, VI). Vo vnútri depresie môžeme pozorovať dve súbežné synklinálky (zvyšky mezozoika), ktorých vznik vysvetľujem jedným pochodom, a to, že v dôsledku zdvihnutia krídiel nižnoslanskej depresie bolo jadro synklinály stlačené. Tak došlo k zvlneniu vnútornej časti nižnoslanskej depresie, čím sa rozdelila na dve dielčie synklinály paralelné s osou depresie (pozri mapku, obr. 3 a príloha VI). Erozívne zvyšky mezozoika uchovali sa v jadrách týchto synklinál (príloha VII v páske za textom).



Obr. 10.

Podľa bridličnatosti, sklonu „b" osi a tiež starších štruktúr karbónu môžeme usudzovať na tieto priebehy antiklinálnych a synklinálnych pruhov (obr. 3, príloha VI, VII, synklinály sú označené malými písmenami):

a) Antiklinálny chrbát smeruje od Č. Lehoty smerom na Roštár. Na jeho priebeh môžeme usudzovať z bridličnatosti, ktorá má klenbovitý charakter

a z úklonu „b" osí, ktoré sú súhlasne uklonené s bridličnatosťou (pozri tektonickú mapu, príloha V).

b) Synklinálny pruh smeruje od Táfliovej (4 km severne Rejdovej) smerom východným na Radzim (kóta 991), ďalej na sedlo medzi Ježovcom (kóta 675) a Magricou (kóta 681) až ku Kobeliarovu. Jednotlivé výskyty rozvádzam samostatne (pozri prílohu VII). Pri Kobeliarove môžeme na priebeh synklinály usudzovať z mezozoického zvyšku, ktorý má tento vrstevný sled: Verfénske zeleno-fialové bridlice a bridličnaté vápence, gutensteinské vápence, wettersteinské vápence (Šuf r. 1930).

Západne od tohto súvislého celku môžeme pozorovať ešte 4 malé výskyty verfénu. Tiež južne od Jasenovej hory, severovýchodne od Kobeliarova je nepatrný výskyt wettersteinského vápenca.

Ďalší mezozoický útržok leží v pokračovaní synklinály v sedle medzi Ježovcom (kóta 675) a Magricou (kóta 681). Tu leží verfénske súvrstvie zložené zo zelených a fialových bridličiek. Synklinálny záver dá sa predpokladať i zo smeru bridličnatosti v podložnom karbóne.

Severnejšie leží mezozoická troska na Radzime (kóta 974,4). Mezozoikum je zložené z verfénskych zelených bridlíc a bridličnatých vápencov, gutensteinských vápencov a z wettersteinských vápencov. Tento synklinálny pruh môžeme jasne pozorovať zo samostatného synklinálneho zloženia mezozoika, ktoré najlepšie vidieť na severnej strane Radzima.

Pri Rejdovej môžeme na priebeh synklinály usudzovať na základe hlbokého uloženia súvrstvia sedimentov dobšinského karbónu v staršom paleozoiku a z priebehu bridličnatosti, ktorá sa stáča zo smeru V—Z do smeru S—J.

Pri Táfliovej na priebeh synklinály môžeme usudzovať z celkového stočenia bridličnatosti ako aj z oblúkovitého prehýbania súvrství v obalovej sérii veporíd. Os tejto synklinály prechádza cez spomínané výskyty a je mierne zvlnená už skôr vytvorenými antiklinálnymi chrbátmi, ktoré mali smer V—Z. Pri Táfliovej sa os synklinály zdvíha.

c) Ďalší antiklinálny pruh smeruje od Foederata série na Bučinu. U Foederata série môžeme povedať, že presunová plocha je zvlnená do antiklinály smeru SZ—JV. Obdobne je usporiadaná i bridličnatosť, takže mezozoikum Foederata série vystupuje v tejto časti ako polokno. Ako bridličnatosť, tak i presunová plocha poukazujú na to, že zvlnenie muselo nastať až po presune Spišského príkrovu, teda len neskoršie. Na antiklinálu poukazuje aj to, že karbónske súvrstvia ležiace na Bučine (kóta 853) vysoko vyčnievajú nad mezozoickými zvyškami, ktoré sú hlboko uložené po oboch stranách antiklinály ako z východu, tak i zo západu.

d) Ďalší synklinálny priebeh je od Dobšinej smerom na Stožok (kóta 745), odtiaľ ku Gampelu (banské dielo severozápadne od závodu Nižná Slaná). Jednotlivé výskyty rozvádzam samostatne. Pri Dobšinej môžeme pozorovať na báze

verfénske súvrstvie, nad ktorým sú tmavé gutensteinské vápence a svetlé wettersteinské vápence. Synklinálny uzáver potvrdzuje i priebeh bridličnatosti v podložných horninách širšej oblasti Dobšinej.

Ďalším výskytom mezozoika v priebehu synklinály je Stožok (kóta 745). Na permských súvrstviach ležia svetlé wettersteinské vápence, slabo kryštalické. Najjužnejším posledným mezozoickým zvyškom v tejto synklinále sú verfénske zelené bridlice s polohami vápencov pri banskom diele Gampel (severozápadne od Nižnej Slanej). (Vápencové vrstvičky sú metasomaticky zmenené v ankerity a siderity.)

e) Východne od predošlej synklinálky prebieha antiklinála, ktorá smeruje od horárne Stromíž (kóta 1191) smerom na Lužicu (kóta 823). Na túto antiklinálu môžeme usudzovať zo zvyškov karbónu. Západné krídlo antiklinály dokazujú karbónske zlepence pri Vlachove a karbón v Gočove. Východná časť antiklinály je celá zakrytá karbónskymi súvrstviami. Antiklinála je zložená zo staršieho paleozoika. Na antiklinálny priebeh môžeme usudzovať i z priebehu bridličnatosti (pozri prílohu V).

Mladšie ako tieto tektonické deformácie sú zlomy. Ide tu hlavne o zlom smerujúci dolinou Nižná Slaná (smer S—J), na ktorý môžeme usudzovať podľa súvrství karbónu, kde západná časť bola zdvihnutá (alebo východná časť poklesla) a zlom Nižná Slaná—Kobeliarovo (smer SZ—JV).

III. Pozorovanie zdedenej tektoniky v širšej oblasti Nižnej Slanej

V tejto kapitole by som chcel poukázať na to, že v priebehu oboch horotvorných cyklov ako hercýnskeho, tak alpského došlo v študovanej oblasti k opakovaniu tých istých pochodov. Najprv došlo k tektonickej predprípravе, ktorá mala za následok vytvorenie veľkých depresií smeru V—Z. Ukazuje sa, že tektonika u hercýnskeho horotvorného cyklu bola germanotypného rázu, zatiaľ čo u mladšieho alpského horotvorného cyklu bola alpinotypného. Toto sme mohli sledovať za oboch horotvorných pochodov v celom študovanom území. Vyvrcholenie horotvorných pochodov prejavilo sa regionálnou metamorfózou a intrúziami žúl. Rozsah hercýnskej metamorfózy bol oveľa väčší ako metamorfóza alpská. Ukončenie horotvorných pochodov sa prejavilo postrannými tlakmi, ktoré vytvorili depresie smeru S—J. Najmladšia tektonika u oboch horotvorných pochodov prejavila sa zlomovou tektonikou. Najlepšie môžeme pozorovať zdedenú tektoniku na priloženej tabuľke.

Záver

Záverom by som chcel zhrnúť hlavné poznatky, ktoré som nadobudol trojročným štúdiom problematiky tektoniky územia v povodí rieky Slanej. Sú to:

	Hercýnsky horotvorný cyklus	Alpský horotvorný cyklus
Tektonické deformácie smeru V-Z	Pred hercýnskou regionálnou metamorfózou vznikajú vrásové štruktúry, ktoré majú priebeh V—Z. (V synklinálach je uchovaný gotland (?) a devón (?) = fylit diabázová séria). Vrásové štruktúry sú germanotypného rázu. [Antiklinály majú vo vrcholovej časti plošne uložené vrstvy, ramená vrásy sú príkro sklonené, synklinály sú silne stlačené a kolmo vztýčené. (Mohlo by sa predpokladať sunutie po pevnom podklade.)] Pod vplyvom ďalších tlakov dochádza u Kobeliarova ku stlačeniu týchto synklinál do tvaru vejára.	Pred alpskou regionálnou metamorfózou vznikajú vrásové štruktúry, ktoré majú priebeh V—Z. (V synklinálach sú uchované zbytky karbónu a mezozoika). Vrásové štruktúry sú alpínotypného rázu. [Antiklinály a synklinály sú vytvorené miernym zvlnením, ramená sú mierne uklonené.] Po vytvorení týchto deformácií dochádza ku vzniku kerného príkrovu.
Metaformóza	Po zvrásnení vzniká regionálna mezozonálna a epizonálna metamorfóza. Metamorfóza klesá od S k J. Metamorfóza je ukončená intrúziou veporidných granitov (Kohút), ktoré využívajú staršie vrásové štruktúry (antiklinály) — (dôkazom je migmatizácia starších svorov).	Tangencionálne tlaky pôsobili od J k S. Sunutím príkrovu vznikla v okolí presunovej plochy epizonálna dynamometamorfóza. Po zvrásnení vzniká slabá regionálna epizonálna metamorfóza. Metamorfóza klesá od J k S. Metamorfóza je ukončená intrúziou gemeridných granitov (Hnilec-Petrovo), ktoré využívajú staršie vrásové štruktúry (antiklinály) — (dôkazom je ich celistvosť a neporušenosť, lebo žula nie je tak intenzívne stlačená ako okolité horniny, t. j. je poorogénna).
Tektonické deformácie smeru S-J	Po regionálnej mezozonálnej a epizonálnej metamorfóze dochádza ku transgresii mora a usadeniu sa súvrství karbónu. Tieto sú pred usadením permských sedimentov mierne zvlnené do plytkej depresie (Bučina, k. 853), smeru SSZ—JJV. (Depresia prebieha cez miesto, kde sa staré vrásové štruktúry smeru V—Z zbližujú — vytvárajú vejár.)	Po regionálnej epizonálnej metamorfóze dochádza ku vytvoreniu depresie s dielčími synklinálkami — smer osi je SSZ—JJV.
	Perm sa usadzuje v samostatných depresiách, ktoré majú priebeh ZSZ—VJV.	—
	Zlomová tektonika	Zlomová tektonika

1. Vymedzenie antiklinálnych a synklinálnych pruhov, ich postupné zatriedenie, ako aj nárys ich genetickej schémy v priestore a čase.

2. Vymedzenie regionálnej metamorfózy hercýnskej a charakteristické črty

novej, dosiaľ nie dosť presne a jasne opisovanej alpskej regionálnej metamorfózy.

3. Značky a črty zdedenej tektoniky v oblasti Nižnej Slanej.

4. III. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha. — [2] Balogh K. — Pantó G., 1953: Mezozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu. Sb. ÚÚG 20. Praha. — [3] Biely A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geolog. práce, Zprávy 5. Bratislava. — [4] Bystrický J. — Fusán O. — Maheľ M., 1957: Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [5] Bystrický J. — Fusán O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věstník ÚÚG 30. Praha. — [6] Bystrický J., 1955: Príspevok k stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 3. Bratislava. — [7] Fusán O. — Máška M., — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [8] Fusán O., 1956: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [9] Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník IV, 1—2. Bratislava. — [10] Kamenický J., 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch územia medzi Dobšinou a Mlynkami. Archív ŠGÚ Bratislava. — [11] Kamenický J. — Kamenický L., 1954: Zpráva o petrografickom výskume gemeridných granitov. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [12] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava. — [13] Krist E., 1954: Karbónske zlepence bindt-rudnianskeho vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 36. Bratislava. — [14] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV, 1—2. Bratislava. — [15] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV, 1—2. Bratislava. — [16] Máška M., 1954: K tektonické analyse krystalinika. Knihovna ÚÚG 27. Praha. — [17] Máška M., 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudních ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří, zpráva za rok 1953/1954. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [18] Máška M., 1954: Zpráva o stavu řešení metodiky hledání nových ložisek ve Spišsko-gemerském rudohoří za r. 1954. Archív ÚÚG. Praha 1955. — [19] Máška M., 1955: Ideové geologické projekty hloubkových vyhledávacích prací na slepá ložiska (sideritu) ve Spišsko-gemerském rudohoří. Rukopis. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [20] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník IV, 3—4. Bratislava. — [21] Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce, Zošit 39. Bratislava. — [22] Snopko L., 1956: Detailné mapovanie v okolí Nižnej Slanej a Kobeliarova v mierke 1 : 10 000. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [23] — 1957: Geologické pomery v okolí ankeritového pruhu severne Veľkej Polomy. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [24] — 1957: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v okolí Nižnej Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. Bratislava. — [25] — 1957: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. Bratislava. — [26] Šuf J., 1930: Nález triasu u Kobeliarova severně od Rožňavy na Slovensku. Věstník SGÚ 6. Praha. — [27] — 1933: Nástin geologických poměrů území západně Železníka na Slovensku. Věstník král. čes. spol. nauk. Praha. — [28] — 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnické. Bánský svět. Praha. — [29] — 1935: Nástin geologických poměrů severního svahu Plešivecké

planiny v oblasti mezi Rožňavou a Štítnikem na Slovensku. Bratislava IX. Bratislava. — [30] — 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodních částí Slovenského krušnohoří. Carpatica. Praha. — [31] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien. — [32] — 1907: Über die Tektonik der Karpathen. SAW CXVI. Wien. — [33] Vadász E., 1953: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó Budapest. — [34] Vachtl J., 1937: Žula od Hnilce ve Slov. rudohoří. Sb. Štát. ban. múzea D. Štúra. Banská Štiavnica. — [35] — 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slov. rudohoří). Sb. SGÚ. Praha. — [36] Woldřich J., 1912: Montanisticko-geologické studie ve Spišsko-gemerském rudohoří severně od Dobšiné v Uhrách. Rozpravy České akad. věd a umění třída 2. Praha. — [37] — 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšiné. Rozpravy České akad. věd a umění třída 2. Praha. — [38] Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů území sz. od Košic. Věst. SGÚ III, 4, 5. Praha. — [39] — 1927: Přehled geologických poměrů v okolí Krompach na Slovensku. Věst. SGÚ III, 1. Praha. — [40] Zoubek V., 1952: II. zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Zprávy o geologických výzkumech r. 1952. ÚÚG. Praha. — [41] — 1954: Přehled geologických poměrů Spišsko-gemerského rudohoří 1954. Geofond Praha. — [42] — 1954: Zpráva o výzkumu východní části pásma Kohúta. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1954. ÚÚG. Praha. — [43] Zoubek V., — Snopko L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1954. ÚÚG. Praha. — [44] Zoubek V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce. Zošit 46. Bratislava.

Príloha V v páske za textom

Mapa bridličnatosti v oblasti Nižnej Slanej

Zostavil Laurenc Snopko 1957

Príloha VI v páske za textom

Mapa drobnotektonických prvkov „b" osí, „ac" a „bc" puklín v oblasti Ni

Zostavil Laurenc Snopko 1957

Príloha VII v páske za textom

Priebeh mezozoických synklinál severne od Nižnej Slanej

Zostavil Laurenc Snopko 1957

LAURENC SNOPKO

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER TEKTONIK UND METAMORPHOSE DES KRISTALLINIKUMS DER ZIPSER DECKE IM WASSERGEBIETE DES FLUSSES SLANÁ

(Beilage V—VII im Band nach dem Text)

Die hier angeführten geologischen Erwägungen beziehen sich auf das Gebiet, welches im Wassergebiete des Flusses Slaná und des Baches Štítnický potok (siehe Beilagen) liegt. Das Gebiet umfaßt zwei alpine tektonische Einheiten: die Gemeriden und die Veporiden, an welchen wir die Wirkung zweier gebirgsbildender Zyklen beobachten können.

Der hercynische gebirgsbildende Zyklus

Zu Beginn machte er sich durch die Bildung mächtiger Falten von O—W Richtung bemerkbar (die synklinalen Streifen sind in Karte Abb. 1 verzeichnet). Darauf folgte eine epizonale Regionalmetamorphose, welche sich in der Zone des Kohút als mesozonale epizonale Regionalmetamorphose auswirkte. Das Resultat dieser Vorgänge sind feinkörnige, zweiglimmerige Glimmerschiefer. In der Zone des Volovec entstanden Phyllite, d. i. Produkte der epizonalen Regionalmetamorphose (siehe Karte Abb. 2). Nach der epizonalen Regionalmetamorphose kam es noch zur Bildung einer Transversaldepression NNW-SSO Richtung in der Umgebung von Nižná Slaná. Die Beendung der hercynischen Faltungsbewegungen läßt sich nach dem Verlauf der verrucanischen synklinalen Streifen erkennen. Alle hercynischen Faltungsformen sind in Karte Abb. 1 abgebildet.

Der alpine gebirgsbildende Zyklus

Bei diesem gebirgsbildenden Zyklus können wir augenscheinlich Erb-Tektonik und Metamorphose beobachten. Zu Beginn der alpinen Faltung kommt es zur Bildung mächtiger Synklinalen und Antiklinalen (siehe Karte Abb. 3). Infolge weiterer tangentialer Druckwirkungen im Süden entstand in dieser Region eine Überschiebungsfläche, nach welcher das südlichere Kristallinikum auf das nördlichere aufgeschoben wurde (Blattverschiebung). So entstand die nördliche Zone des Kohút und die südlichere tektonische Einheit der Volovec-Zone (Zoubek — Snopko 1954). Ein weiterer Druck von Süden bewirkte eine Schieferung in der ganzen Region, d. i. eine epizonale Regionalmetamorphose, welche ich auf Grund der Härte und Druckwiderstandsfähigkeit der Gesteine in 3 Stufen (siehe Karte Abb. 2) teilen konnte. Die stärksten Drücke waren an dem Kontakt der Gemeriden und Veporiden, wo auch die widerstandsfähigsten Gesteine umgewandelt-phyllitisiert sind (Quarzite, Konglomerate).

In der ganzen Region vernahm ich kleine tektonische Messungen, auf Grund welcher ich die Existenz einer alpinen Regionalmetamorphose im behandelten Gebiete bestätigen konnte (siehe Beil. V, VI im Band nach dem Texte). Die ganze Schieferung ist gegen Süden geneigt und hat im Allgemeinen O—W Richtung (die große Biegung gegen Norden wurde durch spätere Bewegungen verursacht. Es sind hier „b" Tektonite anwesend, welche im Allgemeinen O—W Verlauf haben und unabhängig durch die Kontaktzone der Gemeriden mit den Veporiden verlaufen. Parallel mit der Tektonik „b" und „s" verläuft auch die Spaltentektonik, welche in Beil. VI wiedergegeben ist.

Die letzte markante Kundgebung des alpinen gebirgsbildenden Zyklus in dieser Region ist die Bildung der transversalen „Nižnoslanská depressia" (= Depression der unteren Slaná) mit NNW—SSO Verlauf und ihrer Teil-Synklinalen und Antiklinalen (Beil. VII).

4. III. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Übersetzt von V. Dlabačová

STANISLAV POLÁK

ŽILNÁ FLUÓR-APATIT-SIDERITOVÁ PARAGENÉZA Z JEDĽOVÝCH KOSTOLIAN, OKRES ZLATÉ MORAVCE

(Anglické resumé)

Úvod

Otázke obsahu fosforu v našich slovenských železných rudách (najmä sideritických) sa doteraz venovala a venuje iba malá pozornosť. Dokonca ani československá štátna norma pre železné rudy ČSN 44 1570 z roku 1952 sa o obsahu fosforu vôbec nezmieňuje, hoci popri síre je to obyčajne v prípade väčšieho množstva jedna z najškodlivejších prímesí v železných rudách a samozrejme tým viac v rôznych druhoch surového železa. Veď obsah fosforu v surovom železe priam obmedzuje ďalšie možnosti použitia alebo predurčuje ho pre ten ktorý špeciálny spôsob spracovania na oceľ.

Podľa V. A. Glazkovského (Geologo-mineralogičeskije osnovy technologičeskoj ocenki rud mestoroždenij železa, Moskva 1954) možno na základe obsahu fosforu deliť železné rudy na vhodné:

pre besemerovanie s obsahom do 0,03 % P,
pre martinské pece s obsahom do 0,18 % P,
pre thomasovanie s obsahom do 0,8—1,2 % P,
pre špeciálne ocele vysokých kvalít s obsahom 0,008—0,022 % P.

Podobne M. A. Fišman (Technologia poleznych iskopaemych, Moskva 1949) považuje tie železné rudy za spôsobilé pre besemerovanie, u ktorých prechádza fosfor kompletne do ocele v elementárnej forme, a to rudy s obsahom 0,005—0,0006 % P, pre martinské pece so zásaditou výsteľkou rudy s obsahom do 0,2 % P (s kyslou výsteľkou len 0,02 % P) a pre thomasovanie rudy s obsahom 1,6—2,1 % P.

V. A. Kulibin (Podgotovka rud k plavke. Moskva 1952) označuje ako rudy pre thomasovskú liatinu rudy s obsahom 0,30—2,00 % P (pri obsahu Fe okolo 40 %) a rudy na besemerovanie pri obsahu 0,0075 % P na 1 % Fe. Súčasne

uvádza dôležitú empirickú formulku pre výpočet obsahu fosforu v surovom železe na základe jeho obsahu v rude:

$$P_{\check{z}} = \frac{90P + 1{,}8}{Fe},$$

kde $P_{\check{z}}$ = obsah P v surovom železe,
P = obsah P v rude,
Fe = obsah Fe v rude.

Táto formulka platí za predpokladu, že vo vápenci je okolo 0,02 % P a v použitej Mn rude najviac 0,05 % P.

Skutočné obsahy fosforu v našich rudách sú asi tieto (podľa informácií od Ilavského, literatúry, ako aj dostupných analyzačných výsledkov):

Lokalita	Druh rudy	Obsah P_2O_5 v %
Súľová	breunerit—ankerit	0,03
Kobeliarovo—Amália	ankerit	0,06
Mlynky	siderit	0,07
Rudňany	siderit	0,07—0,21
Žakarovce—Hrubá ž.	siderit	0,04
Prakovce	siderit—ankerit	0,16
Slovinky	siderit Cu	0,01—1,08
Dobšiná—Gugl, Jacobi š.	limonit	0,01
Dobšiná—Gugl, Matej š.	limonit	0,52
Dobšiná—Gugl, Gottlieb	limonit	0,08
Gočovo	ankerit	0,07
Gočovo	limonit	0,79
Niž. Slaná—Gampel	siderit	0,04
Henckovce	siderit	0,12
Rožňava	limonit	0,22
Vlachovo—Július	siderit	0,06
Vlachovo—Irma	siderit	0,03
Horný Hrádok	siderit	0,06
Horný Hrádok	limonit	0,01—0,09
Železník	ankerit	0,58
Železník	siderit	0,55
Železník	žltý limonit	1,12!
Železník	hnedý limonit	0,87
Drnava—Dionýz	siderit	0,02
Krásna Hôrka—Georg	siderit	0,02
Rožňavské Bystré	siderit	stopy (kompl. anal.)
Vlachovo	siderit	stopy (kompl. anal.)
Šankovce	hematit	0,18
Licince	hematit	0,06
Kokava	magnetit	0,20—1,24

Vcelku nie sú tieto obsahy značnejšie a vyhovujú uvedeným kritériám s výnimkou niektorých limonitových rúd, v ktorých zjavne dochádza k akejsi hypergénnej koncentrácii obsahu fosforu a dokonca aj vzniku nových minerálov,

väčšinou amorfných vodnatých zásaditých fosfátov hliníka alebo železa (evansit, variscit, vivianit zo Železníka, Nižnej Slanej, Dobšinej a inde).

Treba však mať na zreteli, že naproti tomu v našich metalurgických mangánových rudách sú obsahy fosforu často omnoho vyššie, ako to pripúšťajú kondičné podmienky a ako je obsah P v železnej rude:

Lokalita	Druh rudy	% obsah P, resp. P_2O_5
Švábovce	karbonátová	do 0,50 % P_2O_5
Lednické Rovné	karbonátová	do 0,64 % P
Malokarpatské Mn rudy	manganitové	do 1,14 % P
Michalová	karbonátové	do 0,78 % P (priemer 0,26 % P)

Mineralogická forma obsahu fosforu najmä v hypogénnych rudách je väčšinou málo známa (udávajú sa sporadické výskyty apatitu napr. z Rudníka) Ulrich 1929 (a mnohých iných lokalít v Spišsko-gemerskom rudohorí). Naproti tomu v Ni—Co rudách z Dobšinej, kde bol evidovaný obsah P od 0,28 do 3,55 %, neboli podľa informácií Ilavského žiadne P-nosné minerály pri mineralogickom rozbore skonštatované.

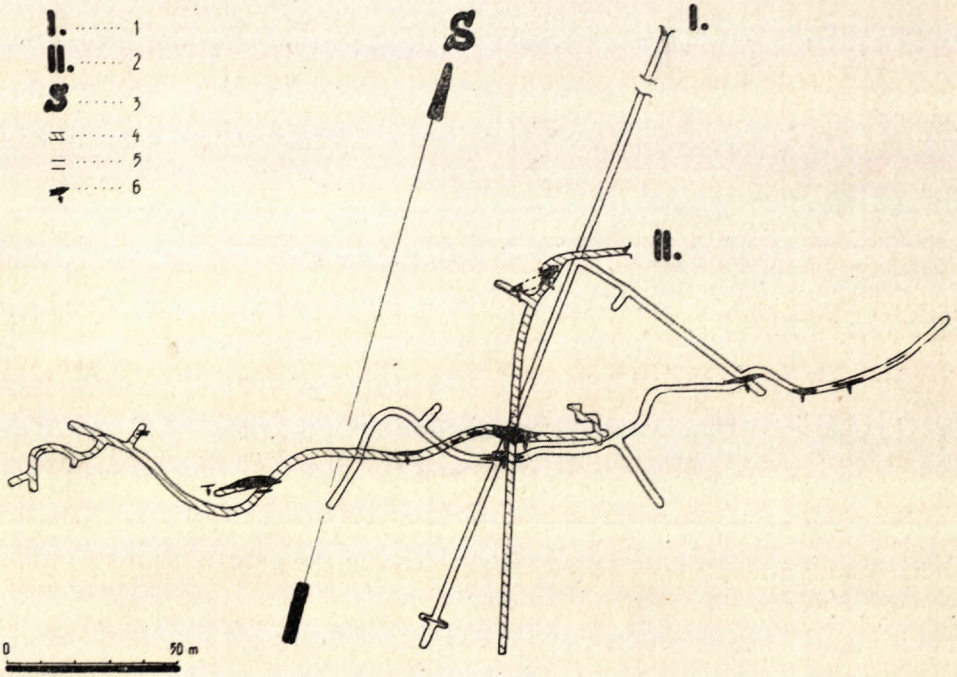
V nedávnom čase získal som niekoľko analýz sideritovej rudy z lokality Jedľové Kostolany, okres Zlaté Moravce. Odhliadnuc od obsahu Fe, SiO_2 a Mn, prekvapujúcim tu bol pomerne vysoký obsah fosforu (až do 4,78 % P). Súčasne sa konštatovalo, že jeho obsah rastie s pribúdajúcim množstvom SiO_2 a Cu. Je jasné, že takéto rudy bolo potrebné už z technologického hľadiska podrobiť starostlivému mineralogickému rozboru a štúdiu o sukcesii a zákonitostiach v rozšírení tejto škodlivej prímesi, a to tým viacej, že nejde iba o prípad ojedinelý. Kravianský zbieral roku 1956 na západnom svahu Luderovej hole v Nízkych Tatrách (kataster Liptovský Ján) v nadmorskej výške asi 1800 m v starom banskom poli Hermína vzorky z asi 1 m mocnej siderit-kremitej žily, ktoré podľa analýzy laboratória Západoslovenského rudného prieskumu v Banskej Štiavnici (analýza 4980/56) vykázali toto zloženie:

Fe	27,92 %
SiO_2	37,64 %
CaO	1,71 %
Mn	1,91 %
P	7,59 %

Nositeľa obsahu fosforu sa doteraz nepodarilo mikroskopicky zistiť.

Geológia a zrudnenie v okolí Jedľových Kostolian

Predmetné zrudnenie leží na severnom okraji osady Brezovo (Brezov štál) asi 4 km severne od Jedľových Kostolian povyše bočného prítoku potoka ústiaceho do doliny Hlboká. Okolie patrí kryštalickým bridliciam jadra Tribča, ako aj jeho paleozoickému a mezozoickému obalu a neogénu. V kryštaliniku možno odlíšiť dve série, a to sériu rúl, drobov a kremencov a sériu fylitovú. Vlastné okolie zrudnenia tvorí séria rulovitá, budovaná horninami väčšinou s malými podielmi sľúd a častými živcami, zatiaľ čo séria fylitová vystupuje až južne a juhozápadne od Brezova. Uprostred série rulovej nachádzame ojedinelé metabazitové vložky amfibolického charakteru. Ďalej smerom na západ vystupuje široké územie žulové, ktoré tvorí vlastné jadro Tribča.



Obr. 1. Mapka kutacích diel s nákresom zistených rudných šošoviek. 1. Dolná kutacia štôlňa, 2. Horná kutacia štôlňa, 3. magnetický sever, 4. banské diela na úrovni Hornej kutacej štôlne, 5. banské diela na úrovni Dolnej kutacej štôlne, 6. horizontálny rez zistenými šošovkami.

Na zvrásnenom kryštaliniku leží permské verukáno (pieskovce a zlepence rôznych pestrých farieb) a trias, tvorený naspodu kremencami a pieskovcami, vyššie dolomitmi a dolomitickými vápencami, a jura vo forme bridličnatých vápencov.

V okolí Jedľových Kostolian začína sa tiež oblasť miocénnych pyroklastík a efuzív s eventuálnymi vložkami hnedého uhlia, ktoré smerom na východ prechádza na celé pohorie Vtáčnik a do Štiavnicko-kremnického rudohoria.

Rudné výskyty sú tu známe iba v kryštaliniku. Tieto boli už roku 1791 ťažiarstvom Neugottesgabstollen otvorené pre obsah chalkopyritu. Práce pravdepodobne vo veľmi krátkej dobe zanikli a až roku 1836 bolo tu zase novému ťažiarstvu Maxmilian prenajaté banské pole rovnakého mena. Stopy po nepatrných banských prácach z tejto doby (zavalené kutacie jamy, ústia malých štôlní a podobne) sú i dnes viditeľné; ich plošná rozloha je vcelku neveľká. Jedna zo starých štôlní bola roku 1941 v dĺžke asi 10 m znovu otvorená, avšak čoskoro opustená. V rokoch 1951—1952 urobil tu Západoslovenský rudný prieskum predbežný banský geologický prieskum, ktorý však skončil vcelku nepriaznivo v svojom praktickom efekte. Priniesol však celý rad cenných poznatkov o úložných pomeroch, tektonike ako aj mineralizácii obdobných žíl. Pri vedení týchto prieskumných prác mal som možnosť i napriek návalu inej práce oboznámiť sa aspoň zbežne s predmetným zrudnením a získať materiál a vzorky pre túto štúdiu.

Tunajšie sideritové zrudnenie vystupuje vo forme niekoľkých nepravidelných šošovkovitých útvarov, zoradených približne v smere ZJZ—VSV s úklonom ca 60° k JZ (pozri mapku obr. 1). Jednotlivé rudné šošovky sú nepatrného smerného rozsahu (najdlhšia okolo 20 m), malej mocnosti (maximálna mocnosť zistená v strede najväčšej šošovky je 2,10 m) a neveľkého úklonného pokračovania (niekoľko metrov). Sprevádzané sú početnými ložnými žilkami a obdobnými, avšak oveľa menej mocnými šošovkami bieleho kremeňa, eventuálne s čiernym turmalínom. Smerná produktivita pruhu rudných šošoviek je sotva 5 %. Smerom na JZ a SV klesá mocnosť rudných šošoviek, resp. v ich pokračovaní vystupujú už iba šošovky kremenné a drobné ložné žilky. Počet zistených a presledovaných šošoviek je nepatrný.

Šošovkovitosť je jasne sekundárna — tektonická. Pravdepodobne išlo pôvodne o krátku nepravidelnú sideritovú žilku, ktorá bola pri neskorších tektonických pochodoch roztrhaná, smerne rozvalcovaná a konkordantne s bridličnatosťou okolitých hornín uložená. Pásmo rudných šošoviek a kremenných žiliek je asi v šírke 25 m úplne sericitizované a prechádza smerom do podložia a nadložia do chloritizovaných biotitických rúl (periféria hydrotermálnych premien). Sericitizované pásmo spôsobuje značné prevádzkové ťažkosti (mäkké horniny napučiavajúce vodou a vyvolávajúce značné banské tlaky).

Ako sme už spomenuli, jednotlivé šošovky vypĺňuje hlavne siderit s četnými žilkami a žilami bieleho kremeňa, ktoré niekde celkom prevládajú. K týmto minerálom pristupuje makroskopicky pozorovateľný čierny turmalín a chalkopyrit (v mineralogickej forme tiež niektoré iné minerály). Lokálne nachádzame tu tiež nepatrné samostatné kremeň-chalkopyritové žilky malej smernej dĺžky

a nepatrnej mocnosti (obyčajne 1—2 cm). Takéto žilky často stoja aj mimo oblasť sideritových šošoviek.

Vyberané, vizuálne ako najlepšie hodnotené, kusy sideritu majú toto zloženie:

Fe celkové	38,43 %
SiO_2	2,65 %
Mn	3,47 %
Cu	0,37 %
S celkové	0,73 %

Tento výsledok veľmi vyhovuje zisteniam, že kremeň vo vlastnom siderite vcelku nevystupuje a viaže sa prevažne iba na kremenné žilky.

Naproti tomu zásekové vzorky, vedené cez celú mocnosť šošoviek, vykázali toto rozpätie analyzačných výsledkov (analýzy urobené v laboratóriu Západoslovenského rudného prieskumu v Banskej Štiavnici):

Fe	od	10,69	do	34,79 %
Mn	od	0,82	do	2,91 %
SiO_2	od	7.72	do	42,94 %
P	od	0,33	do	4,78 %
Cu	od	0,00	do	0,18 %

Z urobených analýz súčasne zjavne vidno, že obsah Mn veľmi rovnomerne stúpa s obsahom Fe a preto je akiste v siderite prítomný ako izomorfná prímes. Naproti tomu súčasne s obsahom Cu a SiO_2 stúpa aj obsah fosforu, čo svedčí o tom, že sú po stránke genetickej súčasné alebo veľmi príbuzné (pozri v ďalšom). Vcelku však ide o jasne nebilančné rudy, ktorých geologické vystupovanie má charakter väčšieho rudného výskytu a nie ložiska.

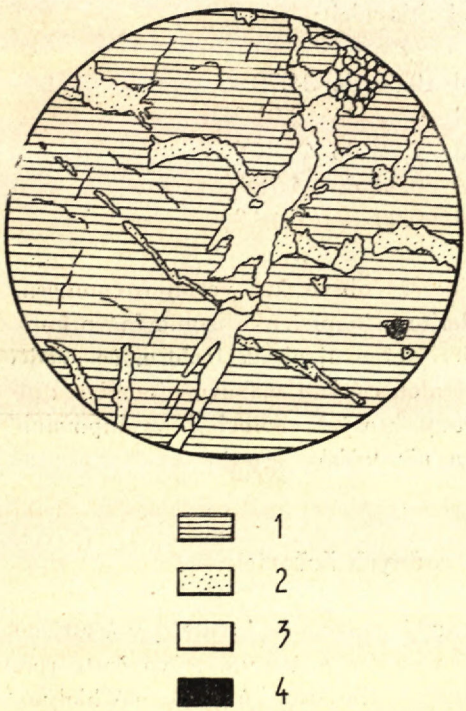
Paragenéza a sukcesia rudných šošoviek

Najstarším minerálom je zrejme siderit s malým obsahom kremeňa v čerstvom stave žltkavej až pleťovej farby o veľkosti zrna do 2—3 mm. Býva často rozpukaný a pukliny o mocnosti do niekoľkých centimetrov sú vyplnené bielymi nepravidelnými kremennými žilkami väčšinou monominerálnymi alebo žilkami bieleho karbonátu, ktorý bol na základe indexu lomu a farbiacimi skúškami alizarinsulfonanom sodným určený ako dolomit s malým podielom Fe. Lokálne spolu s kremeňom a dolomitom vystupuje čierny tenko vláknitý turmalín a opakné minerály, hlavne chalkopyrit, tetraedrit, pyrit a spekularit a na jednom mieste bol zistený tiež galenit, ktoré niekedy bez sprievodných neopakných mi-

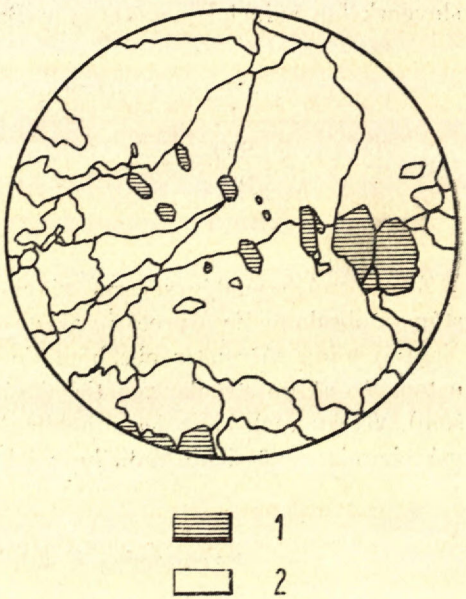
nerálov zasahujú aj priamo do sideritu. Chalkopyrit má väčšie percentuálne zastúpenie v samostatných žilách, ktoré sa lokálne zhlukujú do závalkov veľkosti detskej hlavy. Známe sú tiež pyrit-chalkopyritové ložné impregnácie v okolitých horninách.

Siderit pri okrajoch rudných šošoviek tvorí niekedy silne vyvalcované drobné zhluky, paralelné s okrajom šošovky, čo potvrdzuje dynamometamorfný pôvod lentikulárneho charakteru zrudnenia.

Okrem uvedených minerálov bol tu v asociácii s kremeňom a sulfidmi zistený iný ružový minerál, pripomínajúci farbou rodonit alebo ružové živce. Tvorí makroskopické drobné agregáty (zrnitosť do 3 mm), prerážané početnými mladšími žilkami kremeňa a karbonátov, ako aj ťažko sledovateľné drobné samostatné indivíduá. Chemické rozbory zásekových vzoriek signalizovali jednak oniečo vyšší obsah Mn a hlavne vysoký obsah fosforu. Už prvé orientačné mikro-



Obr. 2. Hrubozrnný apatit preseknutý žilkami dolomitu a mikrodislokačnou výplňou undulózneho kremeňa. Výbrus, zväčšenie ca 50×, nikoly +. 1. apatit, 2. dolomit, 3. kremeň, 4. opakný minerál (chalkopyrit).



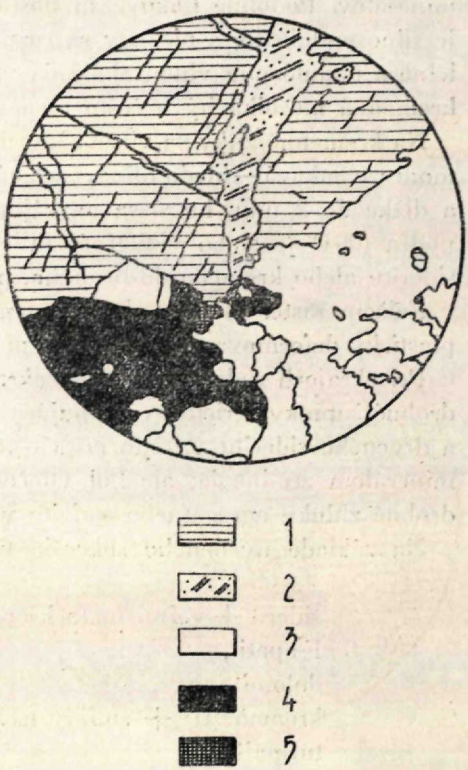
Obr. 3. Hrubozrnný kremeň s idiokryštálmi apatitu. Výbrus, zväčšenie 50×, nikoly ×. 1. apatit, 2. kremeň.

chemické skúšky s vyberanými zrnkami tohto minerálu ukázali, že ide o nositeľa obsahu fosforu. Fetkenheurovou skúškou bola v ňom súčasne konštatovaná prítomnosť fluóru.

Pri mikroskopickom štúdiu práškovitých preparátov a výbrusov sa ukázalo, že ide o jednoosový pozitívny minerál s indexmi lomu medzi 1,619 až 1,640 a dvojlomom maximálne do 0,005. Miestami sú viditeľné nejasne paralelné prasklinky (tlakove zvýraznená štiepnosť?), povedľa ktorých minerál rovnobežne zháša. Na tomto základe ako aj pri orientačných chemických skúškach bolo stanovené, že ide o fluórový apatit. Pri zohriatí na 100 °C vykazuje predmetný apatit termoluminiscenciu. Okrem uvedeného agregátneho vývoja boli v istom hrubozrnnom kremeni zistené aj apatity v stĺpčekovitom vývoji idiomorfného tvaru, ktorý potvrdil správnosť určenia (pozri obr. 4). Vcelku farba tunajšieho apatitu je pomerne zriedkavá; je však oveľa menej červenkavo sfarbený ako napr. apatit z kremenných žíl v Kragerö v južnom Nórsku.

Podľa informácií od Ilavského vonkajšími vlastnosťami veľmi podobný apatit bol nájdený aj v kremeni Rosabella žily v Spišskej bani (žila s ferberitom a scheelitom), kde bol určený Pechom a potvrdený kvalitatívnym stanovením obsahu fosforu.

Na rozdiel od apatitu z Jedľových Kostolian tento už po osvetlení fosforeskuje (bol údajne zistený práve na základe tejto vlastnosti po náhodnom zhasnutí lampy v bani). Indivíduá zo Spišskej bane sú väčšinou prizmatické do veľkosti 7 mm.



Obr. 4. Apatit so žilkou dvojčatne lamelovaného dolomitu na kontakte s kremeň-sulfidickou fázou. V kremeni pohltené brekciovité úlomky apatitu. Turmalín v kremeni na styku s apatitom. Výbrus, zväčšenie ca 50×, nikoly +. 1. apatit, 2. dolomit, 3. kremeň, 4. opakný minerál (chalkopyrit), 5. turmalín.

Apatit z Jedľových Kostolian tvorí v staršom siderite väčšinou silne brekciovite rozpukané zrnité agregáty mladšie ako siderit, preniknuté početnými žilkami dolomitu a tento celok zase žilami kremeňa so sulfidmi a turmalínom. Miestami drobné útržky apatitu sú voľne uložené v obidvoch mladších minerálach. V niekoľkých prípadoch v pomerne hrubozrnnom kremeni boli zistené

aj idiokryštály, čo si možno vysvetliť tým, že brekciovité úlomky staršieho apatitu boli pri raste veľkých jedincov kremeňa úplne rekryštalizované, resp. po pohltení znovu vykryštalizované, zatiaľ čo v jemnozrnnom kremeni majú takéto úlomky pôvodný brekciovitý charakter.

Sieť drobných puklín a praskliniek svedčí o silnom tektonickom postihnutí apatitu. Miestami sú pukliny vyplnené výlučne chalkopyritom bez sprievodných minerálov. Podobne tlakove sú postihnuté aj mladšie kremenné žilky; kremeň je silne undulózny a niekedy sa rozpadá na drobnú mozaiku, ktorá zháša paralelne s undulóznou vlnou zhášania väčších jedincov, z ktorých vznikli. Drobná kremenná mozaika býva často i na styku dvoch väčších kremenných jedincov.

Na kremenné žilky sa viaže aj turmalín, ktorý vykazuje pleochroizmus: svetlo modrozelenkavá — bledo olivovozelená. Tvorí sériu vlákien o hrúbke ca 0,006 mm a dĺžke do 2 mm, ktoré sa navzájom veľmi intenzívne preplietajú. Odlučnosť podľa (001) je slabo viditeľná. Ihličky turmalínu prechádzajú z jedného zrna sideritu alebo kremeňa do druhého, pri styku s apatitom sa však akosi zarážajú v ďalšom raste. Tlakove deformované ihlice turmalínu sú nepravidelne, avšak plasticky deformované až do tvaru písmena S.

Pri okrajoch rudných šošoviek okrem už uvedených minerálov pozorovať tiež drobné šupinky sericitu, vystupujúce medzi zrnkami silne undulózneho kremeňa a drveného sideritu. Z tejto pozície možno usúdiť, že sericit nepatrí k vlastným minerálom zrudnenia, ale bol vtlačený do výplne z okolia. Svedčia o tom aj drobné zhluky agregátneho sericitu vo väčších prasklinkách.

Na základe uvedeného sukcesiu tunajších minerálov možno vyjadriť takto:

siderit + veľmi málo kremeňa (kremeň I),
F-apatit,
dolomit,
kremeň (II) + sulfidy (starší chalkopyrit, mladší tetraedrit),
turmalín.

Žiaľ, odkryvy v hypergénnej (vcelku však jasne nehlbokej) zóne úplne chýbajú. Nie je teda možnosť sledovať eventuálne supergénne kombinácie, ktoré by mohli priniesť rad zaujímavostí (vodnaté fosforečňany Cu, Fe a pod.).

Z uvedeného jasne vidieť, že v dôsledku nenápadnej farby, približujúcej sa najmä v jemnejšie zrnitom vývoji sideritu, možno predpokladať, že podobné výskyty budú na našich hydrotermálnych ložiskách hojnejšie, než sa predpokladá. Svedčí o tom aj nález v Spišskej Bani a najnovšie zistený obsah P v siderite nízkotatranskom.

Genéza zrudnenia

Zrudnenie je známe výlučne z kryštalinika. Najbližšie väčšie rudné výskyty s čiastočne obdobnou paragenézou pri Píle ležia vo verfénskych bridliciach (Cu a Pb žilky v Morasovej a Kuliarovej doline) a v strednotriasových vápencoch (metasomatické Pb zrudnenie Ján Nepomuk povyše obce Píla na ceste smerom na Veľké Pole). V blízkosti týchto dvoch zrudnení vystupujú vždy početné apofýzy propylitizovaných andezitov; na zrudnení Ján Nepomuk je genetická spätosť s miocénnym vulkanizmom úplne jasná a aj geochemicky potvrdená (P o l á k 1954, Geologické práce, Zprávy 2). Výskyty v Morasovej a Kuliarovej doline sú tektonicky málo porušené a parageneticky sa približujú zrudneniu v Jedľových Kostolanoch iba asociáciou opakných minerálov a čiastočne aj karbonátickým charakterom sprievodných minerálov. Ešte bližšie ako uvedené zrudnenia leží výskyt Sb rúd v kremitej žilovine pri Rajnohovom štále (kataster Nová Baňa), kde v hypergénnej zóne antimonitovej žilky našiel autor pred krátkym časom belavý ihličkovitý minerál, tvoriaci pseudomorfózy po antimonite, určený rtg. rozborom v Ústave pre výskum rúd v Kutnej Hore ako hydroromeit. Tento výskyt však leží v mezozoických vápencoch a zrejme predstavuje telemagmatický diferenciát zrudnení v okolí Píly.

Na základe uvedeného (stratigrafia, tektonika zrudnení) možno právom predpokladať, že sideritové zrudnenie v Jedľových Kostolanoch predstavuje metalogénny efekt medzifázy variského orogénu, zatiaľ čo zrudnenia v jeho širšom okolí sú už geneticky späté s miocénnym vulkanizmom Štiavnicko-kremnického rudohoria. Akiste pôvodne išlo o krátku sideritovú žilku, ktorá po pôvodnom zaplnení sideritom bola slabo drvená a vyhojená vyššie termálnou fázou pneumatolyticko-pegmatitového charakteru s apatitom. Potom nastal nový pokles teploty a kontrakcia, pri ktorej sa vytvorili hydrotermálne žilky dolomitu. Nová injekcia vyššie termálnych roztokov doplnila brekciovite rozdrvenú dovtedajšiu minerálnu asociáciu kremeňom, sulfidmi a turmalínom .Silné undulózne zhášanie a mozaikový rozpad tohto kremeňa svedčí o tom, že takto struovaná žila bola pravdepodobne pri karpatskom orogéne silne dynamometamorfovaná, roztrhaná na samostatné celky, ktoré valcovaním získali svoju terajšiu podobu. Pritom vtlačená sericitická hmota zaplnila eventuálne trhlinky a obalila šošovky ako ďalším hydrotermám nepriepustná vrstva. Postmagmatické roztoky miocénneho vulkanizmu nemohli sa tu preto uplatniť, ani keby toto zrudnenie ležalo v ich dosahu.

Čo sa týka magmatickej príslušnosti vlastných rudných roztokov, minerálna asociácia hlavne vyššie termálnych až pneumatolyticko-pegmatitových minerálov (apatit, turmalín) jasne svedčí o tom, že ide o produkty granitoidnej magmy. Hoci obsah fosforu stúpa s bázicitou hornín (žuly priemerne okolo 0,235 % P, gabra 0,401 % P), prítomnosť fluóru v apatite hovorí tak isto

v prospech kyslej magmy (v bázických horninách vystupuje vždy len Cl apatit). Podobné vyššie termálne minerály a prvky v efektoch miocénneho vulkanizmu nie sú známe alebo len nepatrne rozšírené. Možno teda celkom oprávnene predpokladať, že materskou horninou postvulkanických roztokov predmetného zrudnenia boli žulové intrúzie vystupujúce na povrch na západnom okolí zrudnenia (jadro Tribča).

Uvedené pozorovania sú zhodné s výsledkami štúdií A. E. Fersmana (Geochemičeskie i mineralogičeskie metody poiskov poleznych iskopaemych, 1940). Podľa neho ružový apatit je typickým pre granitnú pneumatolytickú nadkritickú geofázu (geofáza F—G s teplotou ca 400—500 °C), zatiaľ čo zelenkavé a šedozelené apatity sa viažu na alkalické a bázické horniny alebo vyššie termálne pegmatoidné granitné geofázy.

Rozšírenie apatitu v podobnom geochemickom postavení môže viesť aj ku vzniku väčších fosforových ložísk. Svedčí o tom rad apatit-kremenných žíl pegmatito-pneumatolytických, ktoré sú známe napr. z Južnej Afriky, Kanady, Indie, USA a SSSR (okolie Bajkalského jazera najmä v povodí rieky Sljudjanky — pozri o tom Nemetaličeskie iskopaemie SSSR, I, Moskva 1936). Podobné žily, avšak na prechode k hydrotermálnym fázam v granite a kambrijských bridliciach sa dobývali až do objavenia bohatých fosforitových ložísk marockých a alžírskych v Španielsku (Cáreses, Logrosán, Valencia de Alcantara), kde zásoby týchto rúd dosahujú údajne až 20 miliónov ton.

Záver

Z uvedeného vyplývajú tieto zásadné poznatky:

1. Plutónické zrudnenia variskej epochy (variské žily) môžu mať niekoľko rôznotermálnych metalogénnych fáz od nízkotermálnych až po pneumatolytické, možno až pegmatitické, eventuálne sa striedajúce. Chýbajú však iné typické minerály, najmä pre fázy vysokotermálne. Táto fázová pestrosť môže viesť niekedy k podstatnému zníženiu praktickej hodnoty zrudnenia [napr. ako v prípade Jedľových Kostolian, kde obsah P po prepočítaní na apatit odpovedá asi 25 percentnému obsahu apatitu v žile na mieste vzorkovania (a na druhej strane sa zase môže rozšíriť okruh u nás nevyužitých prospekčných možností), apatit—kremenné žily a pod.].

2. Variské žily na Slovensku majú na značnej ploche veľmi obdobnú hraničnú minerálnu asociáciu jednotlivých fáz: nízkotermálnu siderit-ankerit-dolomitickú, eventuálne barytovú a vysokotermálnu s charakteristickým turmalínom a eventuálne tiež F apatitom (Spišská Baňa, Jedľové Kostolany, Dobšiná?, Nízke Tatry?). Ostatné fázy nie sú typické, pretože majú obdobu aj v zrudnení viazanom na miocénny vulkanizmus.

3. Zrudnenie v Jedľových Kostolanoch je typickým príkladom silne tektonicky znehodnoteného variského zrudnenia. Na západnom Slovensku v oblasti jadrných pohorí nie je to však zjav ojedinelý. Svedčí o tom celý rad príkladov z Nízkych Tatier a okolia Banskej Bystrice (Polkanová). Z prieskumného hľadiska treba v týchto územiach klásť perspektívne väčší dôraz na zrudnenia viazané na miocénny vulkanizmus, hoci napr. v Spišsko-gemerskom rudohorí je tento typ veľmi produktívny.

12. I. 1957

Západoslovenský rudný prieskum,
Turčianske Teplice

STANISLAV POLÁK

PARAGENESIS OF THE F-APATITE-SIDERITE VEIN NEAR JEDĽOVÉ KOSTOLANY

The quality of pig iron and the possibility of its further processing into steel are determined in the first place by the phosphorus content of the iron ore used, to which, on the whole, but little attention has hitherto been paid in Slovakia, in view of the fact that it is small on the whole and within the limits of specifications. Only in the hypergenic zone there occurs some form of enrichment by, and formation of, new aqueous sedimentary phosphates, especially Al and Fe (evansite, variscite and vivianite, which have been known for some time, from Železník, Nižná Slaná, Dobšina and elsewhere).

In the last time, high phosphorus percentage has been found in some siderite iron ores, without concurrent evidence of its mineral carrier (Low Tatras—Ludarova hoľa, Jedľové Kostolany, as well as in the Co—Ni ores from Dobšiná).

The author has studied the paragenesis and succession of siderite metallification in the surroundings of Jedľové Kostolany, district Zlaté Moravce, where the phosphorus content in one hewn-out sample amounted up to 4,78 per cent. Here the carrier of phosphorus is the macroscopically visible pink F-apatite which forms up to 25 per cent of the matter of the vein sample. When describing its mineralogy, the author gives a survey of the geological structure of the ore-bearing country under discussion. Tectonically, it is an ancient lenticular variscite vein (see map) of the following succession (see Figs. 1, 2, 3 and 4):

siderite + very little flint,
F-apatite,
dolomite,
flint II + sulphides (older chalkopyrite — younger tetraedrite),
turmaline.

Mineralogically there have been further found: specularite, galenite and pyrite.

It can be demonstrated that this metallification is genetically connected with the granite intrusion of the massive of the Tribeč mountains. On the contrary, the ore-bearing deposits in the wider surroundings are far younger and refer to the miocene vulcanism of the Štiavnicko-kremnické rudohorie (Erzgebirge, Pb, Cu, Sb-metallifications, along with hydroromeite, recently found by the author).

The ascertained paregenesis is on the whole identical with the parageneses of the other variscite ore-bearing veins in Slovakia, especially in their boundary high-thermal (and even

pneumatolytico-pegmatitic) and low-thermal stages. Their tectonic is likewise typical for the variscite veins of the mountain massives of the West Carpathians.

From the point of view of quality these ore-bearing veins are a priori rendered unprofitable by their phosphorus content, but at the same time a new vista of possibilities for prospecting in respect of variscite metallification is conjectured up by it, since similar accumulations of apatite have in some other countries led to the formation of real apatite deposits. On the other hand, it becomes evident again that tectonical depreciation of variscite veins in care mountains reduces their value to such an extent that it appears more profitable to concentrate more on metallifications in connection with tertiary vulcanism.

12. I. 1957

Západoslovenský rudný prieskum,
(Westslovak Ore Research),
Turčianske Teplice

Translated by V. Mock

JOZEF GUBAČ

PARAGENÉZA SKARNOVÉHO LOŽISKA V KOKAVE NAD RIMAVICOU

(Tab. III—IV, anglické resumé)

Doteraz sa o skarnových ložiskách v Západných Karpatoch vie veľmi málo. Preto sa zmieňujem o ložisku tohto typu v Kokave n. Rim. Jeho paragenézu som preštudoval ako diplomovú prácu r. 1955.

Kokavské skarnové ložisko sa nachádza v pruhu bridlíc zavrásnených do granitoidného masívu ca 2000 m na SZ od obce Kokavy v údolí potoka Kokavky. Geologicky toto územie patrí do južnej koreňovej zóny jednotky veporíd.

A. Geológia územia ložiska

Geológii tohto územia sa doteraz venovalo málo pozornosti. Okrem prác, ktoré sa zaoberajú otázkami týkajúcimi sa celej tejto tektonickej jednotky, sú známe ešte práce zo susedných oblastí, ktorých študijné výsledky sa dajú aplikovať aj na územie kokavského ložiska. Je to jednak zpráva J. Šufa 1938 [23], ktorý niekoľkými orientačnými túrami prešiel širšiu oblasť tohto územia. Vo svojej zpráve prikladá aj lokalitný náčrtok kokavského skarnu. Roku 1951 Zoubek a Nemčok podávajú zprávu ako podklad k prieskumným prácam na tomto ložisku. Na základe týchto prác, vykonaných či už priamo na ložisku alebo v jeho širšej oblasti, môžeme si urobiť obraz o geologickej stavbe územia študovaného ložiska.

Pôvodnými sedimentárnymi horninami, ako to predpokladá Zoubek [2], sú najpravdepodobnejšie staropaleozoické ílovité sedimenty, ktoré v mladšom paleozoiku postihol metamorfný proces. Vitális (1908), Rozložník (1935), Šuf (1938) hovoria iba o kontaktnej metamorfóze. Zoubek (1951) oproti tomu rozoznáva regionálne-hĺbkovú a kontaktnú metamorfózu. Kontaktnú metamorfózu viaže na variské granitodné intrúzie a označuje ich ako poorogénne karbónske plutóny.

B. Paragenéza kokavského skarnu

Pojem skarn bol prevzaný od švédskych baníkov, ktorí ním označovali rudu zloženú zo silikátov Ca, Mg, Fe, Mn, v asociácii s rudnými minerálmi. Paragenetické štúdium tejto minerálnej asociácie je ťažké, pretože k tejto minerálnej asociácii viedli jednak procesy metamorfné, jednak procesy metasomatické, prítomné sú tiež minerály pneumatolytické, hydrotermálne i čisto magmatické. Pritom treba mať na zreteli, že každý tento mineralizačný proces sám osebe mal určitý vývoj v priestore a čase. Riešenie paragenézy skarnov kladie na študujúceho požiadavku, aby pri štúdiu týchto procesov videl jednak ich spätosť, ale aj ich následnosť. Zložitosť tejto úlohy vedie k tomu, že dodnes skoro každý autor si paragenézu skarnov študuje svojím zvoleným spôsobom.

K preštudovaniu paragenézy skarnov považujem za najsprávnejšie zvoliť určitú časovú jednotku, ktorá by odpovedala určitému geologickému vývoju toho územia, v ktorom sa nachádza skarn. Túto mineralizačnú časovú jednotku budeme volať m i n e r a l i z a č n é š t á d i u m.

Na základe svojich štúdií na ložisku som prišiel k záveru, že mineralizáciu, ktorá viedla k minerálnemu zloženiu kokavského skarnu, môžeme rozdeliť do štyroch mineralizačných štádií.

Prvé mineralizačné štádium je štádium regionálneho metamorfizmu.

Druhé štádium predstavuje obdobie kontaktného metamorfizmu.

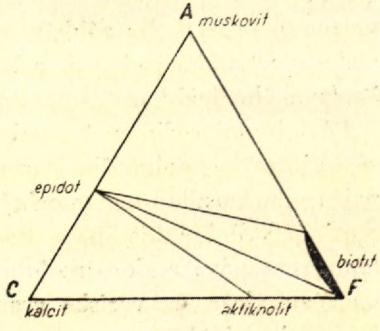
Tretie nazývam pegmatitovým mineralizačným štádiom.

Štvrté je štádium kryštalizácie z postmagmatických roztokov.

Hypergénnu mineralizáciu som pri štúdiu nebral do úvahy.

1. Š t á d i u m r e g i o n á l n e h o m e t a m o r f i z m u

Prvé nadobudnutie minerálnej rovnováhy predstavuje zväčša paragenetická asociácia: muskovit—biotit—albit—kremeň. V o g t túto paragenetickú asociáciu zadelil k subfácii biotit-chloritovej. Táto minerálna asociácia odpovedá spodným svorom. Z o u b e k — N e m č o k [18] spomínajú typy hornín regionálnej metamorfózy zo širšej oblasti, ako sú napr. svorové ruly, svory, biotitické a chloritické fylity. Na trojuholníku AFC (pozri diagram, obr. 1) vidno, že spomenutá paragenetická asociáca je na strane trojuholníka AF. Poloha na tomto diagrame hovorí o tom, že táto paragenetická asociácia mohla vzniknúť z ílovitých sedimentárnych hornín s nadbytkom kremeňa a dostatkom draslíka. Prejavuje sa veľký nedostatok CaO.



Obr. 1.

Podľa T. Bartha [4] treba za hornú hranicu teploty fácie zelených bridlíc považovať 250 °C.

Objemové zastúpenie minerálov v paragenetickej asociácii dosť kolíše; príčinou je zaiste kolísavé zloženie chemizmu pôvodných sedimentárnych hornín. Ak prevládajú sľudy, dochádza k lepidoblastickej štruktúre. V prípade, že dochádza k nahromadeniu kremeňa alebo aj prípadným zvýšením objemového zastúpenia albitu, môžeme hovoriť o blastopsefitickej štruktúre. Textúra je spravidla bridličnatá.

Celý tento metamorfný proces je regionálneho rozsahu.

2. Kontaktný metamorfizmus

O kontaktnom metamorfizme svedčia nové nadobudnuté minerálne rovnováhy, ktoré zatláčajú paragenetickú asociáciu fácie zelených bridlíc. Táto faciálna zámena je vyvolaná zvýšením teploty a zmenením chemizmu, ktoré vyvolávajú magmatické roztoky.

Pri intrúzii granodioritu došlo ku granitizácii, čoho dôkazom sú xenolity i väčšie celky metamorfovaných hornín vo vyvretom telese. Na kontakte počas kryštalizácie granodioritu došlo k vzniku migmatitov. V migmatitoch metatektický materiál je v prevažnej miere zložený z oligoklasu, ktorý kryštalizuje v značne veľkých zrnách. Ortoklas je zriedkavý a kryštalizuje iba v malých zrnách. Spolu so živcami kryštalizuje aj kremeň. Palasomický materiál z fácie zelených bridlíc je prevažne reprezentovaný iba biotitom, ktorý na konci metatexisu nadobúda s magmatickými minerálmi rovnováhu. O nadobudnutí tejto rovnováhy svedčia uzavreniny biotitu v plagioklase. K nadobudnutiu rovnováhy biotitu s oligoklasom dochádza za podmienok amfibolovej fácie, pre ktorú Barth [4] ako hornú hranicu teploty udáva 500 °C. Nadobudnutie rovnováhy s biotitom záviselo od dosiahnutia priaznivého pomeru K_2O : (Mg, Fe)O : Al_2O_3. K živec mohol kryštalizovať iba vtedy, keď bol asimiláciou zaistený nadbytok K_2O. O intenzite tohto asimilačného procesu hovoria textúry migmatitov. Na ložisku a v jeho blízkom okolí môžeme zaznamenať všetky typy Sederholmovej klasifikácie. V najväčšom rozsahu sú vyvinuté agmatity.

Ďalej od kontaktu za hranicou migmatitov dochádza k novému nadobudnutiu rovnováhy, ako nový minerál kryštalizuje almandín, ktorý zatláča minerály fácie zelených bridlíc. Pri tomto procese došlo k porfyroblastickej štruktúre, kde porfyroblasty predstavuje almandín a xenoblasty biotit, ktorý tiež treba považovať za stály relikt starej fácie. Ostatné minerály z fácie regionálnej metamorfózy až na kremeň bývajú spravidla úplne zatlačené. O stálosti reliktného biotitu za nových podmienok svedčia uzavreniny biotitu v granáte, ako aj ostatné podstatné znaky paragenetickej asociácie (pozri tab. III, obr. 1). Úplnosť tohto procesu viedla k vzniku granátovcov granoblastickej štruktúry (pozri tab. III, obr. 2).

Nadobudnutie rovnováhy almandínu s biotitom hovorí o tom, že k tomuto metamorfne-metasomatickému procesu dochádza za podmienok fácie epidotických amfibolitov. Barth [4] považuje 400 °C za hornú teplotu tejto fácie. Proces priaznivého nadobúdania koncentrácie zložiek K_2O : (Mg, Fe)O : Al_2O_3 pre kryštalizáciu biotitu postupoval aj priestorove. Za granátovcami dochádza k rekryštalizácii biotitu a k obohateniu horniny na tento minerál.

Z paragenetickej analýzy produktov kontaktného metamorfizmu je zrejmé, že ide o alochemický metamorfno-metasomatický diferenciačný proces, ktorého kinetika difúzie a kryštalizácie je dodnes ešte málo známa. Z toho, čo sme povedali o kontaktnom metamorfizme je zrejmé, že kryštalizácia biotitu v biotitovcoch, granátovcoch a v migmatitoch predstavuje sťahovanie termodynamických podmienok priaznivých pre obohatenie horniny na biotit z vonkajšej zóny bližšie ku kontaktu. Rekryštalizácia biotitu nám teda reprezentuje ukončenie kontaktného vplyvu granitickej intrúzie.

3. Pegmatitové štádium

Pegmatity, ako je vo všeobecnosti známe, predstavujú kryštalizáciu zvyškovej magmatickej taveniny. Pegmatitové mineralizačné štádium predstavuje však celý proces diferenciácie tejto zvyškovej taveniny obohatenej o zložky okolitých metamorfovaných hornín, pri granitizačnom procese hlavnej intrúzie. Dochádza k vzniku pneumatolytickej, hydrotermálnej a čisto magmatickej fázy. Obohatenie fáz na jednotlivé zložky záviselo od chemických vlastností jednotlivých zložiek a ich koncentrácie.

Pneumatolytická fáza, ktorej difúzia do okolitých metamorfovaných hornín prebiehala ako prvá, bola bohatá pravdepodobne na fluorid železa (FeF_2). Chemický charakter tejto fázy vidno z toho, že v metamorfovaných horninách po vzniku migmatitov, granátovcov a biotitovcov dochádza k metasomatickému zatlačovaniu biotitu magnetitom. Produktom metasomatického procesu musel byť aj fluorovodík (HF), ktorý spôsoboval rozrušovanie nielen samého biotitu, ale aj granátu (pozri tab. IV, obr. 1). Metasomatóza magnetitom najsamprv postihuje uzavreniny v granáte, ďalej napadá i xenoblasty biotitu v porfyroblastickej štruktúre s granátmi a naostatok rozrušuje i sám granát.

Vplyv rozdielnej štruktúry hornín, vyvolaný predchádzajúcim kontaktom, množstvo biotitu v hornine a tektonický systém pegmatitového štádia majú za dôsledok nepravidelné zrudnenie.

Hydrotermálnu fázu pegmatitového štádia, ktorá nasledovala približne po pneumatolytickej fáze, môžeme charakterizovať ako horečnato-železité roztoky bohaté na zložku K_2O. Na ložisku po puklinách kryštalizuje aktinolit (azbest). V horninách blízko týchto puklín, podobne ako je to aj na iných ložiskách, prebieha kryštalizácia ihličkovitého aktinolitu. V paragenéze ide s týmto ihličkovi-

tým aktinolitom granát (pyrop) a nová kryštalizácia biotitu. Jednotlivé minerály tejto paragenetickej asociácie často kryštalizujú aj samostatne. Je to predovšetkým biotit, ktorý po žilkách vytvára veľkolístkovité agregáty. Kryštalizácia tejto paragenetickej asociácie sa viaže na kryštalizáciu samých pegmatitov.

V pegmatitoch v hlavnej mase kryštalizuje albit. Na konci kryštalizácie pegmatitov začína s albitom kryštalizovať kremeň a muskovit. V pegmatitovej asociácii minerálov je prítomný aj veľkolístkovitý biotit a granát. K obohateniu pegmatitovej asociácie na tieto dva minerály dochádza hlavne tam, kde došlo k značnej asimilácii metamorfovaných hornín. Často môžeme vidieť prípad premenených xenolitov v pegmatitoch na agregát granátovcov, po prípade biotitovcov.

Pegmatitové štádium ako samostatná časová jednotka mnou definovanej mineralizácie vyplýva z toho, že metasomatická kryštalizácia zatláča jednak rekryštalizačný biotit, ktorý reprezentuje ukončenie vplyvu granitickej intrúzie a ďalej intenzita tejto metasomatózy hovorí o tom, že ide o novú magmatickú činnosť. Ukončenie tohto mineralizačného štádia predstavuje sama kryštalizácia pegmatitovej taveniny, ktorá v okolitých horninách bola sprevádzaná kryštalizáciou aktinolitu, nového biotitu a granátu. Posledné dva sa vyskytujú aj priamo v pegmatitoch.

Mineralizačný proces tohto štádia viedol k zrudneniu na tomto ložisku. Intenzita tohto procesu, ako sa domnievam, bola zaiste vyvolaná skoncentrovaním roztokov tohto štádia na tektonickej línii pegmatitového tektonického systému.

4. Štádium postmagmatických roztokov

Paragenéza tohto štádia bola určovaná zmenou chemizmu počas vývoja tohto mineralizačného štádia. Na začiatku kryštalizuje kremeň a veľmi málo hematitu. Paragenéza hematitu sa pre jeho veľmi zriedkavý výskyt nedá s istotou určiť.

Ďalšiu kryštalizáciu kremeňa sprevádza kryštalizácia sírnikov. Na puklinách kryštalizuje paragenéza: pyrhotín—chalkopyrit a pyrit—chalkopyrit podľa koncentrácie síry. Chalkopyritu je veľmi málo a na mnohých miestach úplne chýba. Tieto sírne roztoky vyvolali metasomatické zatlačenie magnetitu pyrhotínom. Tento metasomatický proces na ložisku prebehol v dosť značnom rozsahu.

Po kryštalizácii sulfidných roztokov dochádza pravdepodobne ku kryštalizácii chloritu—penínu. Kryštalizácia tohto silikátu prebieha po puklinách v drobnošupinatých agregátoch. Zelené žilky chloritov pretínajú rudu a horniny. Chlorit — zdá sa — je v mladšom postavení k minerálom pegmatitového štádia a k sírnikom. S chloritom kryštalizuje aj málo kremeňa.

Karbonáty kryštalizujú na konci hydrotermálneho štádia. Pri mikroskopickom štúdiu som našiel v mladšom postavení k chloridom kalcit. Podľa oznámenia inž. Kluberta bola na tomto ložisku nafáraná pri prieskume aj žilka sideritu.

C. Opis minerálov na ložisku

Pre malé množstvo materiálu a časové obmedzenie som mineralogickému opisu venoval pozornosť iba pokiaľ to vyžadovalo pochopenie genézy tohto ložiska. V tejto stati podám preto len stručný opis hlavných minerálov kvôli orientácii na ložisku.

1. Sírniky

Pyrit FeS_2. Nachádzal som ho roztrúsený po puklinách v rude alebo v horninách. Na niektorých agregátoch pozorovať habitus kocky.

Pyrhotín FeS. Vystupuje jednak po puklinách, pričom býva často roztrúsený v kremeni a ako produkt metasomatózy vytvára pseudomorfózy po magnetite, resp. biotite.

Chalkopyrit $CuFeS_2$. Na ložisku je pomerne zriedkavým minerálom.

Kryštalizácia spomenutých sírnikov prebehla v štádiu postmagmatických roztokov.

2. Kysličníky

Kremeň SiO_2. Ku kryštalizácii kremeňa dochádza počas všetkých mineralizačných štádií genézy skarnu. Určiť príslušnosť kremeňa k tomu ktorému mineralizačnému štádiu sa dá najlepšie podľa paragenézy.

Magnetit $FeFe_2O_4$ je rudným minerálom, kvôli ktorému sa robil na tomto ložisku prieskum. Makroskopicky je šedočiernej farby bez lesku. Má čierny vryp. Pri mikroskopickom štúdiu v šikmom svetle je modrý, čo ho odlišuje od prítomného pyrhotínu. V rudnom mikroskope je svetlý so slabým nádychom krémovej farby. Voči pyrhotínu je sivý až biely. Je izotropný. Leptanie s KCN, $HgCl_2$, HCl, $FeCl_3$, HNO_3 bolo negatívne. Je produktom metasomatózy. Tvorí pseudomorfózy po biotite, pri intenzívnej metasomatóze vytvára agregát magnetitu so zvyškami granátu. Obohatenie horniny na magnetit sa ľahko pozná podľa zvýšenej špecifickej váhy a zvýšenej tvrdosti horniny.

Hematit Fe_2O_3. Určil som ho iba makroskopicky. Je ho veľmi málo. V dvoch prípadoch som našiel na puklinách pomerne veľké železočierne tabuľkové kryštály, v jednom prípade s habitom zreteľného romboédra. Vryp mal višňovočervený. Jeho kryštalizácia najpravdepodobnejšie prebehla na začiatku postmagmatického štádia.

3. Uhličitany

Našiel som ich vo výbruse v jednom prípade (kalcit). Na ložisku sú vo veľmi malom množstve. Z karbonátov, ako som už spomenul, bola naťáraná aj žilka sideritu.

4. Kremičitany

Minerály tejto triedy kyslíkatých solí zúčastňujú sa v hlavnej mase na zložení skarnového ložiska v Kokave.

Biotit $K(Mg, Fe)_3Si_3AlO_{10}(OH, F)_2$. Biotit na ložisku kryštalizuje v prvých troch mineralizačných štádiách: a) biotit regionálneho metamorfizmu, b) biotit kontaktného metamorfizmu, c) biotit pegmatitovej mineralizácie. Svojou šupinatosťou a čiernym leskom sa nedá na ložisku zameniť s iným minerálom prítomným v skarne. Jeho príslušnosť k mineralizačnému štádiu sa dá určiť podľa paragenézy a veľkosti. Biotit regionálneho metamorfizmu je drobnošupinatý. Na biotite kontaktného metamorfizmu pozorovať znaky rekryštalizácie, ktorá viedla ku zväčšeniu šupín. Najväčšie lístkové agregáty biotitu sú z pegmatitového štádia; biotit z tohto štádia niekedy kryštalizuje po puklinách.

Muskovit $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Na ložisku kryštalizoval v dvoch mineralizačných štádiách: a) muskovit regionálneho metamorfizmu, b) muskovit pegmatitovej mineralizácie. Dá sa ľahko odlíšiť podľa paragenézy. Na ložisku vyniká svojím striebristým leskom a šupinatosťou.

Granát $(Fe, Mg, Ca, Mn)_3Al_2(SiO_4)_3$. Granát na ložisku kryštalizoval v dvoch mineralizačných štádiách čiastočne odlišným zložkovým zastúpením: a) pri kontaktnom metamorfizme kryštalizoval granát bohatý na almandínovú zložku, b) v pegmatitovom štádiu je pravdepodobne hodne zastúpená pyropová zložka. S väčšou určitosťou by sa granát dal identifikovať na základe chemických analýz. Zorkovský [24] urobil chemickú analýzu granátu kokavského skarnu bez paragenetickej príslušnosti. V svojej práci udáva takéto percentuálne zastúpenie granátových zložiek: 92 % almandínu, 5 % andraditu, 3 % spesartínu. Nepredpokladá prítomnosť grosulárovej zložky.

Príslušnosť granátu k mineralizačnému štádiu sa dá určiť podľa paragenézy. Tmavo až tehlovo červené kryštály granátu majú v niektorých prípadoch tvar rombického dodekaédra /110/, ktorý sa niekedy kombinuje s ikozitetraédrom /211/.

Aktinolit $Ca_2(Mg, Fe)_5[Si_4O_{11}](OH)_2$. Aktinolit na ložisku kryštalizuje v pegmatitovom štádiu. Na puklinách vytvára neurotické a pilotické štruktúry azbestov. V horninách kryštalizuje ihličkovitý aktinolit žltozelenej farby. Aktinolit-azbest má zelenú farbu. Neurotické štruktúry v oxydačnej zóne bývajú takmer úplne vybielené.

Uhol zhášania kolíše od 14 až po 20°. Domnievam sa, že toto široké rozmedzie uhla zhášania hovorí o kolísavej prítomnosti vápnika v tomto minerále. Index lomu nameraný inverznou metódou má pre γ 1,64 a α 1,61.

Albit $Na[AlSi_3O_8]$. Kryštalizácia albitu prebehla v dvoch mineralizačných štádiách: a) albit — v štádiu regionálneho metamorfizmu, b) albit — v štádiu pegmatitovej mineralizácie.

Albit regionálneho metamorfizmu sa makroskopicky v hornine nedá poznať.

Pri mikroskopickom štúdiu sa dá identifikovať podľa lamelovania a menšieho indexu lomu ako má kremeň a k. b. Albit, ktorý kryštalizoval v pegmatitovom štádiu, dá sa dobre identifikovať aj makroskopicky.

Oligoklas $Na[AlSi_3O_8] - Ca[Al_2Si_2O_8]$. Na ložisku kryštalizoval pri kontaktnom metamorfizme. Nachádzame ho v minerálnej asociácii migmatitov. Podľa tejto paragenézy sa dá dobre na ložisku identifikovať. Bázicita meraná metódou symetrickej zóny sa pohybuje zväčša okolo $Ab_{80}An_{20}$. Charakter minerálu je negatívny.

Penín $(Mg, Fe)_5Al[SiO_{10}](OH)_8$. Na ložisku vystupuje spravidla v drobnošupinatých agregátoch. V mikroskope má silný, zaujímavý pleochroizmus od žltej do zelenej. Hra pleochroických farieb je radiálno-lúčovitá. 2V je malé. Charakter minerálu je negatívny. Nameraný index lomu ca 1,57.

Okrem už spomenutých minerálov prítomné sú ešte akcesorické minerály. ako je napr. rutil, apatit, zirkón, ktorých kryštalizácia je spojená s kontaktnou metamorfózou. Zoubek a Nemčok [18] spomínajú zelené žilky apatitu. Spomínané zelené žilky som na tomto ložisku nenašiel.

D. Diskusia o genéze skarnového ložiska v Kokave n. Rim.

O genéze skarnového ložiska v Kokave vyjadril sa iba jedine Zoubek, ktorý r. 1951 s Nemčokom [18] pripravil geologický podklad pre vedenie prieskumných prác na tomto ložisku. Genézu spomenutého ložiska nestavia jednoznačne a udáva dve možnosti vzniku tohto skarnu. V jednom prípade uvažuje o regionálnej metamorfóze sedimentárneho ložiska železných rúd. V druhom prípade uvažuje o prípadnom metasomatickom zatlačení vápencov skarnovými minerálmi. Sami sa prikláňajú k názoru o regionálnej metamorfóze sedimentárnych železných rúd. Vyššie podaná minerálna paragenéza študovaného skarnu hovorí dosť hodnoverne o sukcesii jednotlivých mineralizačných procesov a ich vzťahu k celkovému geologickému vývoju tohto územia. čiže o jeho genéze. Zoubkom podané genetické alternatívy opierajú sa o predpokladané fácie sedimentárnych hornín. Minerálna paragenéza preštudovaná z hľadiska princípu minerálnej fácie ukázala, že ide o ílovité vychodiace horniny, teda taký typ sedimentárnych hornín, aké sám Zoubek predpokladá v celej tejto oblasti. Vznik kokavského skarnu treba preto hľadať v charaktere prebehnutia i sukcesie jednotlivých mineralizačných procesov.

Genéza minerálneho zloženia skarnov pre zložitosť i rozmanitosť mineralizačných procesov vedúcich k tomuto zloženiu dodnes je diskutovaná, hoci doterajšou diskusiou vyčlenili sa niektoré chybné genetické názory, ako bol napr. Sellnerov názor na malešovské skarnové ložisko, že totiž ide o ultrabázické diferenciáty. Na konci minulého a začiatkom tohto storočia na objasnenie vzniku skarnov

používali sa dve genetické koncepcie, a to vznik skarnov kontaktnou metasomatózou a viac-menej čistou metamorfózou. Boli vyslovené názory na genézu niektorých ložísk, ktoré mali podoprieť správnosť niektorej genetickej koncepcie. Tak napr. väčšine skarnových ložísk Českého masívu Zoubek [25] pripisuje metamorfný vznik. Naproti tomu Koutek [13], ktorý študoval paragenézu skarnového ložiska pri Vlastějoviciach, opisuje skarn ako produkt metasomatických procesov.

Pri ďalšom štúdiu paragenézy skarnov vykonanom v zahraničí hlavne škandinávskymi a sovietskymi autormi došlo sa k záveru, že ku vzniku skarnov vedie zložitý metamorfno-metasomatický diferenciačný proces. K tomuto procesu, ako ukazuje doterajšie štúdium, dochádza na kontakte s vyvretými horninami i ďalej od tohto kontaktu. Pri tomto štúdiu príčiny skarnitizácie hľadajú jednak v zložení roztokov a v zložení hornín, v ktorých prebieha skarnitizačný proces. Tak napr. Abdulajev [1] vidí príčinu špecifičnosti roztokov ako dôsledok asimilácie intrúzie okolitých hornín. Iní zasa príčinu vzniku skarnov vidia v zložení hornín. Predstavujú si, že na kontakte dvoch nerovnovážnych hornín, silikátov a vápencov dochádza ku kontaktne-reakčnému procesu, slovom ku vzniku tzv. reakčných skarnov. Nerovnovážnosť hornín vyvolávajú roztoky. Niektorí škandinávski autori (Eskola) sa domnievajú, že k difúzii zložiek z jedných hornín do druhých dochádza bez uplatnenia sa zložiek prinášaných roztokmi. Sovietsky autor Koržinskij pripisuje určitú funkciu aj týmto alometamorfným zložkám. Koržinskij uvažuje iba o reakčnom vzniku skarnov. Horniny s analogickým zložením skarnov odlišnou genézou nechce označovať pojmom skarn. Geyer a Magnuson [26], ktorí venovali veľkú pozornosť štúdiu škandinávskych skarnov, poznamenávajú, že ide ako o pyrometasomatický, tak aj reakčný vznik skarnov, často i na jednom ložisku. Treba len od prípadu k prípadu posúdiť, ktorá stránka skarnitizácie bola intenzívnejšia. Koržinského záver sa mi zdá nesprávny, pretože pojem skarn je pojmom petrografickým bez genetického významu.

Kokavské skarnové ložisko je kontaktne-metasomatickým ložiskom. K zrudneniu magnetitom na tomto ložisku dochádza v pegmatitovom štádiu ako k produktu pneumatolyticko-metasomatického procesu. Intenzita tohto procesu, ako som už spomenul, bola vyvolaná skoncentrovaním pegmatitových roztokov na tektonickej línii pegmatitového tektonického systému. Kokavský skarn môže byť upozornením na prítomnosť väčšieho počtu skarnov, hlavne v pegmatitových lajónoch veporíd.

2. IV. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — REFERENCES

[1] Abdulajev Ch. M., 1954: Genetičeskaja svjaz orudenija s granitoidnymi intruzijami. Moskva. — [2] Andrusov D. — Zoubek V., 1951: Závěrečná zpráva o výsledkoch geologického výskumu kolektívu „Západný Gemer". Archív GÚDŠ. Bratislava. — [3] Barth T., 1928: Kalk und Skarngestein im Urgetirge bei Kristiansad. N. Jhb. f. Min. u. Paläont. A 2, 2, 57. — [4] — 1956: Teoretičeskaja petrologija. Moskva. — [5] Betechtin G. A., 1950. Mineralogija. Moskva. — [6] — 1949: O vlijani režima sery i kysloroda na paragenetičeskije sootnošenija mineralov v rudach. Izv. AN SSSR, ser. geol. 3. — [7] — 1950: Paragenezisy rudnych mineralov systemach Fe—S—O i Co—Fe—S—O. Izv. ser. geol. 5. — [8] Betechtin — Volfson — Zavarickij — Koržinskij — Levickij — Nikolajev: Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych rudnych mestoroždenijach. Moskva. — [9] Fersman A. E., 1952: Izbrannyje trudy I—II—III. Moskva. — [10] Hejtman B., 1951: Všeobecná a systematická petrografie. Praha. — [11] Katyk M. — Ševčík R., 1952: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave n. Rim. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [12] Klubert J., 1953: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave n. Rim. Archív ZSRP. Turč. Teplice. — [13] Koutek J.: Ložisko magnetovca skarnového typu pri Vlastějoviciach v Posázaví. Rozpr. II, LX, 27. — [14] Koržinskij D. S., 1950: Faktory ravnovesia pri metasomatoze. Izv. AN SSSR, ser. geol. 3. — [15] — 1945: Obrazovanije kontaktnych mestoroždenij. Izv. AN SSSR, ser. geol. 3. — [16] Kužvart M., 1952; Geologia mastkových ložísk v okolí Hnúšte. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [17] Nemčok A., 1952: Zpráva o magnetitovom ložisku v Kokave. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [18] Nemčok A. — Zoubek V., 1951: Zpráva o magnetitovom ložisku pri Kokave n. Rim. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [19] Novotný M., 1954: Skarnové ložisko u Pernštýna a Lišně. SÚÚG. Praha. — [20] Saukov A. A., 1954: Geochemie. Praha. — [21] Slavík F. — Ulrich, 1923: Posudok o kutacích prácach pri Tisovci na Slovensku. Archív GÚDŠ. Bratislava. — [22] Slavík F., 1919: Věchnovský skarn a jeho nerosty. Čas. mor. zem. musea. — [23] Šuf J., 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věst. SGÚ. Praha. — [24] Zorkovský B., 1953: Chemická povaha granátu zo skarnového ložiska pri Kokave n. Rim. Geol. sborník III, 1—2. Bratislava. — [25] Zoubek V., 1946: Poznámky k otázce skarnů a granolitů a jihočeských grafitických ložisek. SSGÚ. Praha. — [26] Sborník prác: Železnorudnyje mestoroždenija mira. Moskva.

JOZEF GUBAČ

PARAGENESIS OF THE SKARN BED NEAR KOKAVA n./RIM.

Very little is known about the skarn beds in the West Carpathians. For this reason I should like to discuss a bed of this type near Kokava n. Rim.

The Kokava skarn bed is situated in the belt of old paleozoic slates enfolded into the granite massive some 2000 m from the village of Kokava in the valley of the Kokavka brook. Geologically, this territory belongs to the southern zone of the root unit of Veporides.

I have divided the process of mineralization which had brought about the mineral composition of that skarn into four stages.

1. The stage of regional metamorphism.

The metamorphic establishment of balance of this stage is mainly represented by a paragenetic association of

muscovite—biotite—albite—flint.

This paragenetic association belongs to the facies of green schists.

2. The stage of contact metamorphism.

For contact metamorphism speak the newly established balances by whose paragenetic associations the paragenetic association of the facies of green schists is pushed back. This facies change is due to an increase in temperature and change in chemical composition, which bring about magmatic solutions. On contact with granodiorite migmatites originate. Beyond the boundary of migmatites, equilibrium is established between almandine and biotite. This process has brought about the formation of garnet bearing rocks. Beyond these, recrystallization of biotite occurs, along with enrichment of the rock by this mineral.

3. The pegmatite stage.

Crystallization of pegmatites was associated with a pneumatolytic and hydrothermal phase. In the bed first a metasomatic oppression of biotite by magnetite occurs. Along the fissures crystallization of grossly foliated biotite and actinolite-asbestos occurs. In the rocks fresh recrystallization of biotite takes place. In the rocks also needles of actinolite and granate crystallize. Biotite and granate also occur in association with pegmatite minerals viz. albite, muscovite and flint.

4. The stage of postmagmatic solutions.

Crystallization takes place from hydrothermal solutions. In the beginning haematite crystallizes with flint. Further crystallization of flint is associated with that of sulphides: pyrotine, pyrite, chalco-pyrite. In the ore metasomatic oppression of the magnetite by pyrotine occurs. The crystallization process of postmagmatic solutions is completed by chlorite-penine and carbonates.

Discussing genesis of the skarn near Kokava n. Rim., I have come to the conclusion that the bed under study should be classified in the group of contact metasomatic beds.

2. IV. 1957

Dionýz Štúr Geological Institute,
Bratislava

LADISLAV ROZLOŽNÍK

GEOLOGICKÉ A RUDNÉ POMERY OKOLIA DOBŠINEJ

(Anglické resumé)

Okolie Dobšinej predstavuje po geologickej stránke jednu z najzaujímavejších a zároveň i z najzložitejších oblastí Spišsko-gemerského rudohoria.

Pestrú geologickú stavbu tohto územia dokresľuje i veľké množstvo rudných výskytov, ktoré sa stali základom vyše 600ročnej baníckej slávy mesta Dobšiná.

Na geologickej stavbe okolia Dobšinej sa zúčastňujú tri samostatné geologické jednotky: 1. paleogén centrálnych Západných Karpát, 2. veporidy, 3. gemeridy.

1. Paleogén

Paleogén je tvorený eocénnymi zlepencami so slabými polohami ílovitých bridlíc. Vystupuje v údolí Hnilca pri Ľadovej jaskyni.

2. Veporidy

Sú zastúpené kryštalinikom tisovskej zóny: okatými rulami, pararulami, sericitickými svormi a inými mezometamorfovanými až katazonálne metamorfovanými horninami.

Veporidné kryštalinikum buduje hrebeň Trešníka a Buchwaldu, západne od mesta Dobšiná.

Foederata séria vystupuje v údolí Dobšinského potoka na styku gemeríd a spomínaného veporidného kryštalinika Buchwaldu a Trešníka. Foederata súvrstvie s kremencami, pestrými bridlicami, bridličnatými vápencami, tmavými dolomitmi, čiernymi vápencami s polohami rohovcov a svetlými a ružovými vápencami predstavuje metamorfované mezozoikum (verfén-anis).

Foederata séria bola považovaná staršími autormi (P. Rozlozsnik 1935, R. Schönenberg 1948) za koreňovú zónu subtatranských príkrovov, v novšej dobe M. Maheľ (1955) a A. Biely (1956) tvrdia, že ide o metamorfované gemeridné mezozoikum. V. Zoubek (1955) považuje len vrchnú časť Foederata série za gemeridnú, ktorá bola pri sunutí spišského príkrovu odlepená a sunutá dopredu a na ktorú sa paleozoikum gemeríd opäť nasunulo.

3. Gemeridy

Bližšie okolie Dobšinej je budované gemeridnými elementmi: a) kambrosilúrskou sériou, b) fylit-diabázovou sériou, c) vrchným karbónom, d) permom, e) triasom.

a) Kambrosilúrska séria vystupuje južne od mesta Dobšinej. Buduje územie medzi Za Skalou a Suchým vrchom. Je zastúpená kremitými porfýrmi a porfyroidmi, epimetamorfovanými sedimentmi: chloritickými, chloriticko-seritickými a grafitickými bridlicami. Uprostred uvedných hornín ojedinele vystupujú i metadiabázy, ktoré sa vcelku nelíšia od metadiabázov fylit-diabázovej série.

b) Fylit-diabázová séria buduje súvislé územie severne od mesta. Miestami je pokrytá mladšími útvarmi: vrchným karbónom, permom a triasom. Predstavuje pestrý komplex striedajúcich sa bohatších a menej bohatých polôh na vulkanický materiál, sedimentujúcich počas submarinného vulkanizmu diabázovej magmy. Sú tu teda zastúpené sčasti horniny vzniknuté pri submarinnom vulkanizme — metadiabázy, diabázové tufy a tufity, a sčasti sedimenty bez primárneho vulkanického materiálu — chloritické, chloriticko-sericitické bridlice a ílovité bridlice. Z uvedených hornín v okolí Dobšinej prevládajú diabázové tufity.

Flyšoidný charakter sedimentov fylit-diabázovej série v okolí Dobšinej je veľmi zreteľný. Menlivosť rytmov treba pripísať jednak diastrofizmu, jednak veľmi menlivej intenzite prínosu vulkanického materiálu do sedimentačného priestoru.

Uprostred tufitov a iných sedimentov fylit-diabázovej série nachádza sa zaujímavé súvrstvie, v ktorom sa striedajú polohy amfibolického gabra s lavicami bielych kryštalických vápencov, dosahujúcimi i niekoľkometrovej mocnosti. Inde miesto amfibolického gabra stretávame sa s aktinolitickými bridlicami. Pri posledných polohy vápencov sú tenšie (centimetrové).

Uvedené súvrstvie je dobre odkryté jedine v banských dielach: v profile Dedičnej štôlne, a to: pred revírom Georgi a na konci Dedičnej štôlne, ďalej na bývalom Coburgskom poli, v prekope pod Steinbergom a konečne na VI. a VII. obzore v podloží ložiska Georgi.

Napriek tomu, že zreteľná vrstevnatá textúra a rytmičnosť tohto súvrstvia jednoznačne hovoria za jeho sedimentárny pôvod, vznikajú ťažkosti pri osvetlení podmienok, za ktorých mohli vzniknúť takéto anchimonominerálne gabrá s polohami vápencov. Najskôr môže tu ísť o striedanie podmorských výlevov diabázovej magmy s usadením z vulkanických exhalácií vyzrážaného uhličitanu vápenatého.

Pre fylit-diabázovú sériu v dobšinskej oblasti je charakteristická prítomnosť intruzívnych magmatických telies: amfibolického gabra, amfibolicko-biotitického dioritu, kremitého dioritu (L. Kamenický — M. Marková, 1955), aplitov a pegmatitov.

Takéto intruzíva nachádzame medzi Jerusalembergom a Ebenbergom, s najmohutnejším vývojom na južnom svahu Guglu. Menší pruh prebieha odtiaľ severnejšie medzi Hopfgartenbergom a Stadtbergom. Ojedinelé výskyty sú ešte na Birkelnbergu, východne od Lányi huty a Pod Tafliovou.

Intruzívne telesá v dôsledku ich rigidného charakteru chovali sa pri vrásnivých pochodoch odlišne od plastických sedimentárnych členov fylit-diabázovej série a majú preto voči nim tektonické obmedzenie. Jednako ich epigenetický, intruzívny charakter je zrejmý, najmä vďaka rozsiahlym banským prácam na južnom svahu Guglu, ktorými sú pomerne dobre odkryté a ktoré dokazujú, že ide o ploské telesá s menšími apofýzami.

Amfibolické gabro vystupuje spravidla spolu s kremitým dioritom, je však od kremitého dioritu staršie. Dôkazom toho sú uzavreniny amfibolického gabra v kremitom diorite a prenikanie kremitého dioritu do telesa amfibolického gabra vo forme apofýz. Predtým panoval názor, že amfibolické gabro (amfibolit) je metamorfovaným bázickým diferenciátom dioritu a spolu predstavujú najstarší element gemeríd vôbec.

Amfibolické gabro je primárne usmernenou anchimonominerálnou horninou, v ktorej sa melanokratné prúžiky obyčajného amfibolu striedajú so svetlými prúžikmi plagioklasov. Mikroskopickou zvláštnosťou plagioklasov je šedý zákal od jemného novotvoreného zoizitu a miestami „myrmekitické" prerastanie plagioklasu so zoizitom.

Chemizmus tejto horniny odpovedá povahe diabázového vulkanizmu, preto možno predpokladať, že ide o medzivrstevnú, alebo inú formu intrúzie, ktorá tuhla za pôsobenia horotvorného tlaku, čím nadobudla primárne usmernenie (L. Kamenický — M. Marková, 1955).

Kremitý diorit má pestrejšie a menlivejšie mineralogické zloženie. Vcelku prevláda kremitý diorit, jednako časté sú v ňom fácie bázickejšieho amfibolicko-biotitického dioritu. Na druhej strane nachádzame i kyslé šlíry kvarcdiorit-aplitov.

Aplitické šlíry sú vcelku paralelné a dodávajú dioritu vzhľad primárne usmernenej horniny. Primárne usmernenie v porovnaní s primárnym usmernením

amfibolického gabra je však menej výrazné. Zaujímavá je ale vzájomná zhoda v primárnom usmernení oboch hornín. Ťažko je však súdiť, či tu ide o náhodu alebo o rovnaký dlhotrvajúci tlak, za ktorého tuhli obe vekove odlišné horniny.

Na stykoch kremitého dioritu s amfibolickým gabrom okrem ojedinelých biotitových šmúh nemožno pozorovať silnejšie kontaktné účinky.

Kremitý diorit je silne postihnutý dynamometamorfózou — mylonitizáciou.

Amfibolické gabro i kremitý diorit sú prestúpené mladšími ružovými a bielymi pegmatitovými žilami. Pegmatity sa skladajú z kremeňa a ortoklasu (sú zväčša granofyricky prerastené), ďalej z biotitových a menej muskovitových tabuliek. Majú teda charakter žulových pegmatitov.

Petrografická a petrochemická povaha kremitého dioritu s aplitickými šlírmi a pegmatitovými žilami hovoria skôr za spojitosť tejto intrúzie so žulovým (tatridným?) než diabázovým vulkanizmom. Ide snáď o syntektonickú intrúziu žulovej magmy, ktorá vplyvom bázického prostredia tuhla v kremitý diorit a amfibolicko-biotitický diorit.

c) V r c h n ý k a r b ó n. Sedimentácia transgresívneho vrchného karbónu znamená v stavbe územia nové vývojové štádium.

Vrchný karbón vystupuje západne od Dobšinej, kde lemuje spomínané foederata mezozoikum. Severné krídlo karbónu vybieha k Čuntave a v doline Schlosser—Hanessgrundu, kde sa pod nadložným permom vykliňuje. Južné krídlo pokračuje do údolia Slanej a Pod Táfliovou. Celý výskyt je budovaný len členmi nadložného oddielu vrchného karbónu: kremitými zlepencami, sľudnatými šedými pieskovcami, piesčitými bridlicami a grafitickými bridlicami.

Úplnejší vývoj majú výskyty ležiace severne a severovýchodne od Dobšinej. Tu karbón vystupuje vo dvoch samostatných pruhoch:

1. Severný pruh sa tiahne s menšími prerušeniami od Lányi huty cez Langerberg až k Mlynkám.

2. Južný pruh spočíva zväčša na kremitom diorite. Karbón tohto pruhu má zachovalejší sled a pokojnejšie uloženie, pretože kremitý diorit ho uchránil od tektonických redukcií a väčších vrásnivých pohybov (P. R o z l o z s n i k 1935). S takýmito výskytmi sa stretávame najmä na južnom svahu Guglu a na Jerusalembergu. Lokality: Jerusalemberg, Päť bukov a bývalé povrchové lomy na siderit: Steinberg, Altenberg, Biengarten a Maasörter sú známe nielen zachovalým vrstevnatým sledom, lež i veľkým počtom fosílnej karbónskej fauny a flóry, vďaka čomu bol vrchnokarbónsky vek (westfál—vrchný moskov) týchto vrstiev bezpečne dokázaný (Gy. R a k u s z 1930).

V dobšinskom karbóne rozlišujú sa tri oddiely: 1. podložný oddiel bazálneho zlepenca a pieskovca, 2. stredný oddiel karbonátový, 3. nadložný oddiel pieskovcovo-bridličnatý (vo vrchných častiach s polohami diabázových tufov a jemnozrnných diabázov).

1. Podložný oddiel je zastúpený bazálnym konglomerátom s valúnmi kremi-

tého dioritu, amfibolického gabra, kremencov a iných. Tmel je drobovo piesčitý. Zlepence prechádzajú do šedého pieskovca drobovej povahy, ktorý miestami obsahuje slabé vložky tmavých ílovitých bridlíc.

2. Stredný oddiel je vyvinutý vo forme šedých a tmavých krinoidových a koralových, jemne kryštalických vápencov, vzácnejšie dolomitických vápencov (G u g e l). Vápence sú zväčša zmenené v siderit—ankerit. Kolísavá mocnosť (3—20 m) karbonátovej polohy pripisuje sa jej ríľovému vývoju (Gy. R a k u s z, 1930).

3. Nadložný oddiel pieskovcovo-bridličnatý začína grafitickými bridlicami s polohami dolomitických vápencov. Potom nasledujú lavice sľudnatých pieskovcov s polohami piesčitých a grafitických bridlíc. Nad týmito prichádzajú grafitické bridlice, ktoré smerom k nadložiu postupne strácajú grafitickú substanciu a prechádzajú do detailne vrásnených fylitických, kremitých, šedých a zelenkastých ílovitých bridlíc. V nich sa začínajú objavovať polohy diabázových tufov a miestami i celistvých diabázov s viditeľnými zrnkami magnetitov.

Bridličnato-piesčité oddelenie dobšinského vrchného karbónu vo vyššie uvedenom úplnom slede možno sledovať jedine podľa vrtov lokalizovaných v oblasti Na Rovni. Karbón tu dosahuje mocnosti 120—140 m.

Litológia dobšinského vrchného karbónu ukazuje na sedimentáciu sprevádzanú postupným prehlbovaním morského dna, prerušovaným občasným výzdvihom. Sedimentácia bola nepokojná, syntektonická, ktorá sa prejavuje pestrosťou litologického vývoja a s obnovovaním diabázového vulkanizmu.

d) P e r m. Perm je vyvinutý vo fácii verukána. Výskyty južne, východne a severovýchodne od mesta (Scharfenberg) ležia pomerne pokojne na starších útvaroch a sú budované najmä pestrými zlepencami a brekciami ako i pestrými fialovými a zelenými bridlicami.

Ďalej tvorí súvislý pruh severne od Dobšinej cez Schwartzenberg po mlynecký Königsberg. V tomto pruhu možno rozlíšiť: 1. bazálne pestré zlepence, 2. drobové bridlice a pestré droby, 3. kremité porfýry, 4. kremence, 5. nadložné zlepence.

Nadložný zlepenec líši sa od bazálneho väčšou opracovanosťou valúnov a prítomnosťou valúnov kremitého porfýru.

Spomínaný pruh permu upadá pod triasové vrstvy.

e) T r i a s. Trias je zastúpený verfénskymi vrstvami a strednotriasovými vápencami a dolomitmi.

Južne a tesne na sever od mesta Dobšinej spodné verfénske vrstvy sú tektonicky vyvalcované a vápence, resp. dolomity ležia často na paleozoickom podklade.

Najmohutnejší vývoj triasu je na severe; patrí už Stratenskej hornatine.

Severne od mesta na vršku Kälbel a v údolí Dankovej pod Čuntavou vyskytujú sa serpentinizované lerzolitharzburgity spodnotriasového veku. Serpentinity obsahujú žilky chryzotilového azbestu.

Tektonika

Zložitá tektonika územia v okolí Dobšinej je výsledkom viacerých horotvorných pochodov. Najstaršou známou horotvornou fázou je spišská fáza (Fusán — Máška — Zoubek 1954), ktorá postihla kambrosilúrsku sériu, takže mladšia fylit-diabázová séria sa vyvinula nezávisle od nej.

O prejavoch variského vrásnenia okrem diastrofického charakteru sedimentov fylit-diabázovej série a vrchného karbónu a vulkanizmu svedčí predovšetkým hiát medzi sedimentáciou fylit-diabázovej série a vrchného karbónu a nedostatok stefanienu medzi vrchným karbónom a permom.

Drobné tektonické dôkazy o prejavoch variského orogénu sa zatiaľ nepodarilo zistiť.

Výrazná tektonika fylit-diabázovej série, vrchného karbónu, permu a triasu je výsledkom alpského horotvorného pochodu.

B osi sledujú smer V—Z, SV—JZ, až na foederata mezozoikum, lemujúce veporidné kryštalinikum. Ramená vrás upadajú vcelku k severu a juhu. Bridličnatosť je miestami vrstevnatá, nie je však zriedkavým prípadom aj priečna bridličnatosť. Napriek menším rozdielnostiam, vyplývajúcim z odlišných mechanických vlastností jednotlivých útvarov, členovia fylit-diabázovej série, karbónu a permu javia vcelku zhodnú tektoniku. Týka sa to najmä severnejších častí (Langenberg), kde karbónske a permské vrstvy sú zvrásnené do fylit-diabázovej série.

Intruzívne telesá — amfibolické gabrá a kremitý diorit — pri vrásnivých pochodoch sa odtrhli od svojich koreňov a plávali v plastickom prostredí ostatných členov fylit-diabázovej série. Karbónske kry ležiace na intruzívnych telesách, ako už bolo spomenuté, boli uchránené od silnejších vrásnivých pohybov. Dynamometamorfóza sa najsilnejšie prejavuje na kremitom diorite, bohatom na sľudu-biotit, vďaka čomu došlo k laminárnym diferenciálnym pohybom a tvorbe mylonitov a ultramylonitov.

Odlišný tektonický vývoj javia triasové členy, ktoré sa pri horotvorných pochodoch odtrhli od svojho paleozoického podkladu a plávali na ňom vo forme krýh.

Mladšie tektonické pochody vyvolali početné zlomy SZ—JV a S—J smeru. V konečných fázach pozdĺž zlomov V—Z smeru vznikli poklesy k juhu.

Rudné pomery

V okolí Dobšinej sa vyskytuje vcelku 6 typov hydrotermálnych ložísk, ktoré svojím vekom, pôvodom i charakterom zapadajú do rámca paragenézy žíl v Spišsko-gemerskom rudohorí.

1. typ: Sideritové a ankeritové telesá s podradným množstvom kremeňa, sulfidov a sulfoarzenidov, vzniknuté metasomatickým zatlačovaním vrchnokarbónskych vápencov.

Prevažnú väčšinu rudnej výplne tvorí jemnokryštalický siderit a ankerit, ktoré sú miestami prestúpené mladšími sideritovými, ankeritovými a kremennými žilkami. Sulfidy: pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit a Co—Ni minerály vystupujú ojedinele, väčšinou vo forme závalkov a hniezd. Siderito-ankeritové metasomatické telesá sú nepravidelné a porušené početnými zlomami.

Vyskytujú sa v karbónskej kryhe na Gugli, ďalej v Biengartene, na Altenbergu, Massörtru. Na týchto lokalitách bol povrchove ťažený metasomatický siderit. Výskyty na býv. Coburgskom poli, v revíri Anna, na I. a II. obzore Georgi pôvodne súviseli s prv uvedenými výskytmi, boli však v dôsledku poklesu oddelené a vrhnuté do väčšej hĺbky.

2. typ: Ankeritové a sideritové zrudnenie s fuchsitom a kremeňom s veľmi podradným množstvom sulfidov a kremeňa s turmalínmi, vzniknuté zatlačovaním vápencov vo fylit-diabázovej sérii.

Tento typ je viazaný na polohy bielych kryštalických vápencov, ktoré sa striedajú s amfibolickými gabrami. Je známy z revíru Apolónia (od čelby dedičnej štôlne) a zo VI. a VII. obzoru ložiska Georgi.

Okolité gabrovité horniny sú silne chloritizované a skarbonátizované.

3. typ: Ankeritové a sideritové zrudnenie s kremeňom a fuchsitom, s podradným množstvom sulfidov, vzniknuté v mylonitovom pásme kremitého dioritu na jeho styku s efuzívno-sedimentárnym súvrstvím fylit-diabázovej série.

Typ je zastúpený jediným výskytom: žilným pásmom ca 3 km dlhým, tiahnúcim sa v smere V—Z s úklonom asi 45° k severu. Možno ho sledovať od Veľkej Vlčej doliny (od revíru Jacobi) cez revír Georgi až po údolie Tešnárky. Pásmo nasleduje všade presne rozhranie kremitého dioritu a efuzívno-sedimentárneho komplexu fylit-diabázovej série, jednako je zrejmé, že ide o trhlinu, vyvolanú pohybmi na styku dvoch komplexov rôznej plasticity.

Pokiaľ v podloží tohto ložiska vystupujú amfibolické gabrá s polohami vápencov, vápence sú sčasti zatlačené ankeritom a sideritom (pozri 2. typ).

Vo výplni ložiska sú časté vložky mylonitizovaného kremitého dioritu. Zrudnenie sprevádza široká hydrotermálna premena: karbonatizácia, chloritizácia a turmalinizácia.

Žilné zrudnenie so sulfidmi (Cu, Fe a Co—Ni), sulfoarzenidami (Co—Ni)), karbonátmi, kremeňom a turmalinom v kremitom diorite (revíry: Zemberg, Langenberg, Jóremény, Terézia).

Zrudnenie tohto typu vzniklo vyplnením zložitých žilných trhlín, prebiehajúcich približne v smere V—Z. Profily dioritovým telesom na južnom svahu Guglu ukazujú, že teleso kremitého dioritu bolo nasunuté na horniny efuzívno-sedimentárneho komplexu fylit-diabázovej série, smerom na sever. V dôsledku namáhania vyvolaného týmto násunom vznikol rad šmykových trhlín s úklonom k juhu. Rôzny úklon trhlín je podmienený nerovnosťami presunovej plochy. O silnom namáhaní telesa kremitého dioritu svedčí i tá okolnosť, že temer celé

je viacmenej mylonitizované. Jemné pukliny vytvorené mylonitizáciou boli neskôr injektované karbonátmi a sulfidmi, najmä pyritom.

Samotné žily vystupujú v trhlinách, vyplnených čiernou mylonitovou výplňou, vzniknutou chloritizáciou biotitov pri kĺzavých pohyboch.

Oproti kremitému dioritu amfibolické gabro nie je mylonitizáciou skoro vôbec postihnuté, v dôsledku toho neposkytuje dobré prostredie pre tvorbu rudných žíl.

Miestami na žilách tohto typu možno pozorovať brekciovitú a kokardovitú štruktúru. Táto, ako i okolnosť, že kolmo na hlavné žilné trhliny vznikli priečne žily, vyplnené naposledy vylučovaným minerálom: ankeritom druhej generácie, svedčí o vnútromineralizačných pohyboch.

Po prebehnutí mineralizácie došlo k ďalším silným pohybom na starých trhlinách. To malo za následok miestne vyvalcovanie a drvenie žilnej výplne.

Voči uvedeným relatívne pokojnejšie prebiehala mineralizácia v žilnom pásme: Tešnárky—Ezechiel—Martini—Jacobi, ktoré vystupuje v kremitom diorite pozdĺž rudného ťahu Georgi (pozri 3. typ).

Minerálne zloženie žíl je veľmi pestré a zložité. Vystupuje tu celý rad sulfidov a sulfoarzenidov Co—Ni a Cu. Žilovinu predstavujú siderit, ankerit a kremeň.

5. typ. Kremito-sulfidické žily s ankeritom, chalkopyritom a pyritom sú jednak na Schwarzenbergu (Gapel), kde vystupujú vo verukáne, jednak na južnom svahu vrchov: Za Skalou, Friedwald a Spitzenhügel v porfyroidoch. Na posledných miesto ankeritu vystupuje siderit.

6. typ. Sideritové žily s podradným množstvom sulfidov nachádzame južne od mesta Dobšinej na pravom svahu údolia Slanej.

8. IX. 1956

Vysoká škola technická,
Banícka fakulta,
Košice

LITERATÚRA

[1] Ahlburg J., 1913: Über die Natur des Alters der Erzlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges. Mitt. a. d. Jahrg. d. k. ung. geol. RA XX, 7. — [2] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2. Bratislava. — [3] Bicly A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Zprávy 5, Bratislava. — [4] Kamenický J., 1950: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch medzi Dobšinou a Mlynkami. Rukopis. Bratislava. — [5] Kamenický L. — Marková M., 1956: Predbežná zpráva o petrografickom výskume fylit-diabázovej série v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 5. Bratislava. — [6] Kubišta J. — Rozložník L., 1953: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní územia severovýchodne od Dobšinej. Rukopis. Košice. — [7] Maheľ M. 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych západných Karpát. Geol. práce, Zprávy 3. Bratislava. — [8] Rakusz Gy., 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšiná) und Nagyvisnyó. Geologica Hungarica, ser. pal. 8. Budapest. — [9] Rozlozsnik P., 1935: Die geologischen Verhältnise der Gegend von Dobsina. Geologica Hungarica, ser. geol. 5. Budapest. — [10] Rozložník L., 1956: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní územia severovýchodne od Dobšinej.

LADISLAV ROZLOŽNÍK

GEOLOGICAL CONDITIONS AND ORE DEPOSITS OF THE SURROUNDINGS OF DOBŠINA

The above study is a short survey of geological conditions and ore deposits of the surroundings of Dobšina in the light of recent investigations.

The wider surroundings of Dobšina are built up by: 1) paleogene of the Central West Carpathians; 2) veporides, and 3) gemerides.

Where gemerides and veporides intersect, the position of the so-called „Foederata séria" was determined. Contrary to older views (P. Rozlozsnik, 1935; R. Schönenberg, 1948), M. Maheľ (1955) and A. Biely (1956) consider the „Foederata séria" to be metamorphic gemeride mezozoic. V. Zoubek (1955) classifies as gemerides only the upper part of the „Foederata séria", which, on dislocation of the Spiš cover, had disintegrated and was pushed forward, and again overlain by the paleozoic of the gemerides.

Within the phyllite-diabase series the single lithologic sections have been studied. There were found new locations of amphibolic rocks with white crystalline limestone banks. The author is of the opinion that in this case it is the alternation of suboceanic eruption of diabase magma, along with sedimentation from volcanic exhalations of precipitated calcium carbonate.

By the investigations of L. Kamenický and M. Marková (1956) the question as to the location of the gabbrodioritic intrusions at Dobšina within the diabase vulcanism of the phyllite-diabase series has been solved. On the basis of detailed petrographic studies some differentiates of these intrusions were given new names, such as „primarily directed amphibolic gabbro", in lieu of the term „amphibolite" and „amphibolic-biotitic diorite" instead of „diorite" and „gabbro-diorite" respectively. The author has pointed out the presence of acidous granite pegmatites in the bodies of dioritic and gabbrovitic rocks, which cannot be related to diabase vulcanism.

More recent mining and drilling activities disclosed further members of the upper-carbonic layers at Dobšina; thus it was possible to supplement the profile of the upper carbon in the surroundings of Dobšina, constructed by Gy. Rakusz (1930). This concerns mainly the slate-sandstone section which appears in the overlying layers of the carbonate section. This begins with graphitic schists, with layers of dolomite limestones. Then follow banks of mica sandstones with layers of sandy and graphitic schists. These are overlain by graphitic slates, which, in the direction of the upper layers, gradually lose their graphitic substance and pass into finely folded phyllitic, flinty, grey and green-tinted clay slates. In them there begin to appear layers of diabase tuffs and at places also compact diabases with visible magnetite grains.

In the belt of rocks of the Perm age which extends through Schwarzenberg as far as the Königsberg near Mlynky A Biely (1956) distinguished several sections viz 1. variegated basal conglomerates; 2. schist grit and variegated grits; 3. flinty porphyries; 4. flints; 5. overlying conglomerates.

In the Dobšina region 6 types of hydrothermal ore deposits can generally be distinguished, which, with their age, origin and character, belong to the complex of hydrothermal deposits in the Spišsko-gemerské Rudohorie (Spiš-gemer Erzgebirge).

8. IX. 1956

Polytechnic University,
Faculty of Mining, Košice

Translated by V. Mock

ŠTEFAN OGURČÁK

ANHYDRITO-SADROVCOVÉ LOŽISKÁ PRI SPIŠSKEJ NOVEJ VSI

Úvod

Severná časť Spišsko-gemerského rudohoria sa vyznačuje tým, že sú tu okrem epigenetických rudných ložísk aj sedimentárne anhydrito-sadrovcové ložiská. Dnes známe rozloženie týchto ložísk je od Novoveskej Huty pri Spiš. Novej Vsi až po obec Poráč. Obmedzenie ložiskovej oblasti smerom na východ i západ dnes nie je ešte známe. Na západe sú anhydrity ešte pri Dedinkách (M a h e ľ 1956).

Najväčšie a dobývané je ložisko v Novoveskej Hute. Smerom na juh od tohto ložiska v severných svahoch Suchého vrchu leží ďalšie ložisko, ktoré bolo nafárané banskými prácami na sideritovej žile. Východným smerom boli ešte vrtným prieskumom nafárané anhydrito-sadrovcové polohy v doline Korytno južne od Markušoviec a v Poráčskej doline južne od obce Poráč.

Geologické pomery ložiskovej oblasti

Stratigrafia. Vlastná ložisková oblasť je budovaná horninami karbónu, permu, triasu, paleogénu a kvartérnymi sedimentmi.

Karbón tvorí silne rozerodované a tektonicky rozrušené podložie permu. Sedimentácia karbónu začína hrubo valúnovitými bazálnymi zlepencami, ktoré V a c h t l (1938) nazval bindt-koterbašskými. V ďalšom smerom do nadložia je tento sled hornín: kremité zlepence až pieskovce, sľudnaté pieskovce až piesčité bridlice s malým obsahom grafitu, piesčité až ílovité grafitické bridlice, do nadložia ktorých pribúda, tufitický materiál diabázový, diabázové tufity a diabázy sa nad sebou niekoľkokrát striedajú, piesčité i ílovité grafitické bridlice s nepravidelnými polohami vápnitých bridlíc i kryštalických vápencov, diabázové tufity a diabázy a nakoniec poloha grafitických bridlíc.

Perm sedimentuje na rozerodovaný karbón bazálnymi zlepencami, v ktorých

je hodne materiálu z karbónu (M a h e ľ 1953). Tieto bazálne zlepence prechádzajú vertikálne i horizontálne do pieskovcov, piesčitých bridlíc a miestami i do drobov, arkóz i kremencov. V spodnej časti permu sa niekoľkokrát striedajú polohy zlepencov s menšími polohami bridlíc. Stredná časť permu je charakteristická tým, že pomer vrstiev bridličnatých k zlepencovým je 1 : 1 a že veľkosť valúnov v zlepencoch je menšia.

Vo vrchnej časti permu zlepence sa zjavujú len ojedinele, zato však je tu viac drobových polôh.

Odlišovanie zlepencov je zatiaľ možné iba podľa valúnového materiálu. Zlepence spodnej časti permu, ako už bolo spomenuté, majú hodne valúnov karbónskych hornín, z ktorých najvýraznejšie a najvyššie vystupujú grafitické bridlice. Okrem toho je tu aj hodne valúnov kremeňa. Opracovanosť valúnov v zlepencoch celého permu je vcelku nedokonalá. Pre vyššie polohy permu, ale hlavne pre strednú časť permu je charakteristické to, že medzi valúnmi nachádzame valúny bridlíc zo spodných častí permu. Farba hornín permu je vcelku fialová. Najintenzívnejšie fialové farby sú vo vrchnej časti spodného obzoru permu a spodnej časti stredného obzoru permu. Počnúc stredným permom zjavujú sa ako u zlepencov, tak i u bridlíc i farby šedé, zelenkasté, žltozelené i ružové. Pigmentácia hornín je závislá od obsahu oxydov Fe, z ktorých v najpodstatnejšom množstve je hematit niekedy aj v súvislých polohách o mocnosti do 70 cm. Vrchná časť permu je budovaná skoro úplne bridlicami farby fialovej, fialovočervenej, hnedo-červenej, žlto-zelenej a zeleno-šedej.

Polohy anhydrito-sadrovcové vystupujú od vrchnej časti spodného obzoru permu až do verfénu.

Trias v predmetnom území je vyvinutý svojím spodným oddielom — verfénom a stredným i vrchným oddielom.

Verfénske horniny sa petrograficky temer nelíšia od hornín vrchnej časti permu. Jediným, no i to zatiaľ nie dosť určitým vodidlom je väčšie množstvo sľúd (M a h e ľ 1954). Relatívne viac je tu hornín zelenkastej farby. V oblasti Poráča na južnom svahu Suchého vrchu M a h e ľ (1950) našiel skameneliny *Pseudomonotis clarai* v súvrství piesčitých bridlíc, v podloží ktorých sú vyvinuté kremence svetlozelenej farby. Podľa uvedenej skameneliny ide o zeiské vrstvy.

Problematická ostáva otázka hranice medzi permom a verfénom. Tam, kde ide o zjavnú diskordanciu (Rudňany, Stožky, P e c h o — B a r t a l s k ý 1954), vymapovanie hranice je pomerne ľahké, avšak tam, kde toho niet, je to nemožné. Podľa dnešných našich poznatkov treba za verfén považovať súvrstvie nad svetlozelenými kremencami ak je v ňom väčší obsah sľudy — muskovitu, na čo už poukázal M a h e ľ (1954). V oblasti Novoveskej Huty boli na území, ktoré je budované pravdepodobne horninami na prechode permu do verfénu, ryhami zachytené medňaté pieskovce. Pieskovce sú na povrchu pokryté malachitom a sú v nich vo vrstvách uložené primárne minerály chalkopyrit, tetraedrit a pyrit.

Polohy sadrovca vystupujú v spodnej časti verfénu, kde sú súčasne vyvinuté i nepravidelné polohy kavernóznych dolomitov.

Mocnosti verfénu vzhľadom na vyššie uvedené kritériá v oblasti Poráča a Rudnian nepresahujú 50 m, kým v oblasti Novoveskej Huty sú snáď i nad 500 m.

Stredný a vrchný oddiel triasu predstavujú karbonátové sedimenty, ktorých sled podrobne uvádza Maheľ (1950).

Paleogén sedimentuje podobne ako perm na intenzívne rozerodované podložie, pretože za veľkého stratigrafického hiátu boli v predmetnom území erodované i horniny karbónu. Paleogénna sedimentácia začala sedimentáciou vápencových zlepencov a vápnitých pieskovcov a bridlíc. Pieskovce a zlepence sa nad sebou niekoľkokrát opakujú. Nad polohou súvrstvia je znovu poloha zlepencov, ktoré obsahujú veľa valúnov z hornín staršieho paleozoika (Bartalský 1954). Nad týmto súvrstvím je znovu súvrstvie zlepencov s prevažným obsahom valúnov SiO_2. Vrchné partie paleogénu sú znovu budované súvrstvím flyšovej povahy.

Kvartér predstavujú nánosy riek a potokov, svahové hliny a sutiny, ktoré najmä v oblasti Novoveskej Huty nadobúdajú i mocnosť 20 m.

Tektonika

Dnešná stavba predmetného územia je výsledkom vrásnenia hercynského i alpínskeho. Územie je prestúpené radom zlomov prevažne smeru východ—západ. Súhlasný je i smer väčšiny vrás. Okrem smeru V—Z sú tu ďalej ešte významné smery SV—JZ.

Perm sedimentuje na podložie, ktoré bolo vo vrchnej časti karbónu vrásnené a súčasne bolo v ňom založených i niekoľko významných zlomov najpravdepodobnejšie v dôsledku asturskej fázy hercynského vrásnenia. Počas samej sedimentácie permu fácie permu sa značne menia. O niečo pokojnejšia je sedimentácia verfénu. Rozhranie permu a verfénu je niekde normálne, niekde však je medzi vrstvami verfénu a permu diskordancia. Z toho usudzujeme, že sa tu uplatňovali dozvuky hercynského vrásnenia (najskôr možná fáza falcká). Stredný trias leží dnes na svojom podloží (verféne) vo väčšine prípadov diskordantne (Maheľ 1953, 1954). Táto diskordancia je snáď pôvodu tektonického, keď pri vrásnení vápence ako masív hornín relatívne oveľa menej plastický ako podložné verfénske bridlice sa chovali ako doska. Preto je dnes báza stredného triasu značne porušená. Najviac sú postihnuté verfénske bridlice. Účinky alpínskeho vrásnenia sa nedajú priamo v predmetnom teréne zistiť. Pozorovateľné sú len účinky popaleogénnych fáz, ktoré paleogén mierne vrásnenia a nakoniec vyvolávajú v ňom pri uvoľňovacích pohyboch rad zlomov poklesového charakteru smerom na sever do Spišskej kotliny.

Smery vrstiev permo-verfénu sú západne od Novoveskej Huty severovýchodné

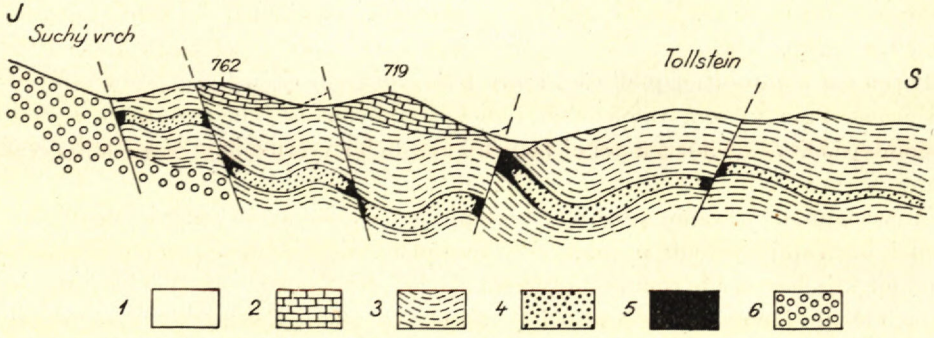
a smerom na východ sa postupne zatláčajú do smeru východ—západ až v oblasti Poráčskej doliny je smer východ—západ.

Perm i verfén sa generálne ukláňajú k severu. To isté platí i o karbonátových sedimentoch stredného triasu. Paleogén sa skláňa k severu už veľmi mierne. Horniny permu a verfénu sú vrásnené postupne k nadložiu v menšom rozsahu. Ramená vrás, ktoré sa skláňajú k severu, majú strmšie sklony než tie, ktoré sa skláňajú na juh. Pri Novoveskej Hute pod Tollsteinom dosahujú sklony maximum 60°. Zlomy, ktoré prechádzajú súvrstvovým permo-verfénom a majú charakter prešmykov, smerom do nadložia majú menšie výšky zdvihov, až v plastickom súvrství verfénu úplne vyznievajú.

Ložiská anhydrito-sadrovcové

Ako už bolo v úvode spomenuté, dnes sú známe ložiská v oblasti Novoveskej Huty v doline Korytno a v Poráčskej doline; najväčšie a banskými prácami otvorené je ložisko oblasti Novoveskej Huty.

Ložisko v oblasti Novoveskej Huty má pomerne značnú rozlohu, pretože sa rozprestiera medzi Novoveskou Hutou a Tepličkou a z južnej strany je jeho obmedzením severný svah Suchého vrchu. Pretože toto ložisko je najviac rozfárané, popíšeme ho detailnejšie; ostatné ložiská sú temer zhodné.



Obr. 1. Schematický profil anhydrido-sadrovcovým ložiskom pri Novoveskej hute. Zostavil Štefan Ogurčák 1956. 1. aluviálne náplavy, 2. svetlé vápence — trias, 3. pestré bridlice — verfén, 4. anhydrit, 5. sadrovec, 6. zlepence a pestré bridlice — perm.

Ložiská vytvárajú vrstvy, ktoré boli primárne anhydritom. Anhydrit vznikol v dôsledku chemickej sedimentácie z morskej vody uzavretej v zátoke alebo v jazere. Sama sedimentácia anhydritu je veľmi nepokojná, pretože mocnosti jednotlivých vrstiev, petrograficky odlišných, dosť kolíšu. Pomerne pravidelný vývoj má iba ložisko v Novoveskej Hute. Má niekoľko typov sadrovca a an-

hydritu. Predovšetkým ide vždy o šedý celistvý až drobno-kryštalický sadrovec i anhydrit. Ďalej tu najdeme miestami ako vložky v šedom sadrovci alebo anhydrite zelenkastý a v hojnej miere tiež tzv. závalkovitý sadrovec, resp. anhydrit, ktorý vystupuje hlavne v okrajových partiách (severné svahy Suchého vrchu). Čistého anhydritu alebo sadrovca je veľmi málo. Čistý sadrovec sa vyskytuje vo farbe bielej a v malej miere vo farbe ružovej, kým čistý anhydrit vo farbe bielej a svetlofialovej. V závalkovitom sadrovci, resp. anhydrite je hodne jalovinových valúnov, ktoré sú tmelené sadrovcovým tmelom vyššie opísaných druhov sadrovca alebo anhydritu.

Čo do vzniku možno rozoznávať anhydrit:

a) primárny,

b) sekundárny.

Primárny anhydrit tvorí značne veľké vrstvy, kým sekundárny vypĺňa iba trhliny v hlbších partiách ložiska. Vznikol vylučovaním z vody kolujúcej v ložisku, ktorá vo vrchných partiách rozpúšťala síran vápenatý.

Vznik sadrovca je sekundárny. Nikde nepozorovali, že by boli vytvorené primárne vrstvy sadrovca. Sekundárny sadrovec môžeme však deliť podľa jeho dnešného postavenia na autochtónny a migračný.

Autochtónny vznikol hydratáciou anhydritu v dôsledku prístupu vody k vrstvám anhydritu po dislokáciách a vrstevných špárach.

Migračný vznikol podobne ako sekundárny anhydrit, t. j. voda vo vrchných partiách vylúhovala sadrovec a v hlbších partiách ho odkladala ako v samom telese anhydritosadrovcovom, tak aj v okolných horninách. Z toho sadrovca vznikajú pekné kryštály a ich zrasty, stebelnatý sadrovec i hrubokryštalický sadrovec na trhlinách, hlavne v okolných horninách.

V samom ložisku anhydrito—sadrovca sa vyskytuje ešte pyrit, hematit vo spekularitovej odrode a okrem toho na puklinách v anhydrite boli nájdené i veľmi pekné kryštály epsomitu.

Pomer ložiska k susedným horninám. Samy primárne polohy ložiska na okolné horniny nijako nepôsobia. Pri hydratácii anhydritu—sadrovca vznikajú na okolných horninách zmeny: a) chemické, b) fyzikálne.

Chemické zmeny spôsobuje veľký obsah kyseliny sírovej vo vode, ktorá koluje v blízkom okolí ložiska. V dôsledku neustálej cirkulácie týchto vôd cez tektonicky porušené okolné horniny sa tieto nimi rozkladajú v šedé, zelenavé i hrdzavé hliny. Hlavne to pozorovať vo verfénskych bridliciach v povrchových častiach ložiska.

Hydrogeologické pomery. V oblasti Novoveskej Huty sú z hľadiska vzniku sadrovca hydratáciou anhydritu najpriaznivejšie podmienky. Územie je prestúpené radom dislokácií mladých i starých, po ktorých je možnosť cirkulácie vôd z povrchu. Nadložný vápencovo-dolomitický komplex je silne rozpukaný, miestne skrasovatený a jeho báza, podložné dolomity kockovitého rozpadu, tvoria dobrý

vodovodný horizont. Vody tejto oblasti obsahujú voľnú kyselinu uhličitú a sírovú, ako aj málo sirovodíka. Celkove možno povedať, že množstvo vody v horninách a najmä v banských dielach je veľmi závislé od množstva zrážok. Z hľadiska exploatácie ložiska sú hydrologické pomery veľmi nepriaznivé.

Fyzikálne zmeny na okolných horninách spôsobuje zväčšovanie objemu ložiskového telesa pri hydratácii anhydritu. Vznikom diapyrických vrás je vyvolané rozbitie okrajových častí karbonátových sedimentov, ako aj paleogénnych zlepencov, ktoré západne od Tollsteinu ležia priamo na sadrovci. Tieto zmeny sú len lokálneho charakteru a sú príznačné iba pre povrchové časti ložiska.

Stratigraficky patrí ložisko sadrovca pri Novoveskej Hute do spodnej časti verfénu.

Ložiská navŕtané vo východnej časti, t. j. v oblasti Poráča (Bartalský 1954), treba zaradiť do strednej časti permu a snáď niektoré polohy navŕtané neskôr (1955—1956) i do vrchnej časti permu. Tu totižto boli navŕtané polohy v čistých zlepencoch, jedna poloha na rozhraní zlepencov a bridlíc a jedna poloha v bridličnatom súvrství.

Záver. Ložiská sadrovca—anhydritu sa vyskytujú v oblasti Spišskej Novej Vsi ako v perme, tak i vo verfénе. Zatiaľ nie je presné ich stratigrafické postavenie podľa vedúcich skamenelín, ktoré sa tu doteraz nepodarilo nájsť.

8. IX. 1956

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. — Maheľ M. — Zorkovský B., 1950: Zpráva o geologickom mapovaní druhohornej pokrývky pohoria Galmus. Rukopis. VSRP. Sp. N. Ves. — [2] Andrusov D., 1948: Sadrovec pri Spiš. N. Vsi. Rukopis. Nerudné bane. Sp. N. Ves. — [3] Andrusov D., 1938: Geológia Slovenska. Praha. — [4] Barta R., 1952: Sklářství a keramika. Praha. — [5] Biely A.: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Zprávy 5, Bratislava. — [6] Homola — Menšík, 1950: Posudek o ložisku sádrovce a anhydritu jižně od Sp. N. Vsi (Tolštejn a Grétl). Rukopis. Nerudné bane. Sp. N. Ves. — [7] Homola — Menšík, 1950: Geologické poměry oblasti jižně od Sp. N. Vsi. Posudok. — [8] Bartalský J., 1954: Zpráva o podrobnom geologickom mapovaní okolia Rudňan. Rukopis. VSRP. Sp. N. Ves. — [9] Maheľ M., 1950: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. sborník, I, 1. Bratislava. — [10] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geologický sborník IV, 1—2. Bratislava. — [11] Maheľ M., 1956: Závěrečná zpráva o základnom geologickom výskume mezozoika severogemeridnej synklinály v 1954—1955. Rukopis. GÚDŠ. Bratislava. — [12] Ogurčák Š., 1954: Ložisko anhydrit-sadrovca v Novoveskej Hute. Rukopis. VŠB. Ostrava. — [13] Ogurčák Š., 1954: Predbežná zpráva o podrobnom geologickom mapovaní 1:5000 okolia Mlyniek. VSRP. Sp. N. Ves. — [14] Ilavský J., 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis. VSRP. Sp. N. Ves. — [15] Kazimír J., 1954: Anhydritové pojivo. Stavivo 12/1953, 1/1954. — [16] Kašpar J. — Přistoupil, 1954: Nerostné suroviny, Praha. — [17]

Wiessner R., 1876: Die Iglóer Gipssteinlager (Original-Mitteilung). Wochenblatt für Land-Forstwirtschaft 3, 21—22. 15. I. 1876. Budapest. — [18] Kodym O., 1927: Geologisches Gutachten über die Gipssteinlagerungen im Kataster der Gemeinde Sp. N. Ves in der Slowakei. Praha. Rukopis. Nerudné bane. Sp. N. Ves. — [19] Kodym O., 1924: Geologische Beurteilung von Sp. N. Ves (Slowakei). Rukopis. Nerudné bane. Sp. N. Ves. — [20] Stiny J., 1928: Geologisches Gutachten betreffend das Vorkommen von Gips im Escheifengraben südlich von Igló. Rukopis. Nerudné bane. Sp. N. Ves.

ĽUDOVÍT IVAN

ZPRÁVA O PREHĽADNOM GEOLOGICKOM MAPOVANÍ MEDZI GONDOVOM A PEČENICAMI, OKRES LEVICE

(top. plán 4661/4)

(Tab. VI—VIII, nemecké resumé)

V letných mesiacoch 1956 som urobil prehľadné geologické mapovanie na ploche 60 km^2 pre generálnu mapu v mierke 1 : 200 000 medzi Gondovom a Pečenicami v levickom okrese.

Študované územie sa rozprestiera v severnej časti Bátovskej kotliny a je ohraničené na severe Bohunickou bránou (Háj, kóta 356, Kováčov, kóta 304), ktorou neogénne súvrstvie plynule prechádza k Pukancu, potom ďalej severovýchodne k Majerom, kde neogén končí úzkym, asi 1—1,5 km širokým pruhom pri kóte 426. Na juhozápade študovaná neogénna výplň sa rozširuje a prechádza do Podunajskej nížiny. Na severovýchode a severozápade kotlinu obklopujú vulkanity Štiavnického pohoria.

Študované územie nemá veľké výškové rozdiely. Nadmorská výška sa tu pohybuje okolo 240—270 m. Smerom k strednej časti Bátovskej kotliny je ohraničené nápadným terénnym stupňom, ktorý má pôvod v tektonike, a to podľa prebiehajúceho zlomu medzi Gondovom a Drženicami zhruba v smere SV—JZ. Tektonikou vzniknutý terénny stupeň je charakteristický početnými staršími i mladšími zosuvmi.

Územie odvodňuje riečka Sikenica, tečúca po jeho juhovýchodnej časti. Tvorí zhruba hranicu medzi neogénnymi sedimentmi a vulkanitmi. Pri Kmeťovciach prechádza Sikenica už len vulkanitmi v úzkom strmom údolí kaňonovitého typu. Sikenica v študovanej oblasti priberá len menšie jarky a potoky, z nich najmohutnejší je Drženický potok s pomerne širokým údolím. Bátovská kotlina v tejto oblasti je vyplnená neogénnymi sedimentmi o malej mocnosti. Najväčšia mocnosť neogénnych sedimentov bola prevŕtaná pri Drženiciach, a to 136,40 m. Tento vrt bol situovaný v údolí, takže celková mocnosť tunajšieho neogénu môže byť o 15—20 m väčšia. Neogén v študovanej oblasti pravdepodobne nebude presahovať 200 m. Tieto neogénne usadeniny diskordantne ležia na roz-

ličných typoch andezitov a ich pyroklastikách. Hlavne sú tu vyvinuté pyroxenické andezity a pyroxén-amfibolické autometamorfné andezity. V urobených vrtoch podložné vulkanity boli narazené v nasledujúcich hĺbkach:

Gondovo Gi-1, kóta 210	50,20 m	(v podloží sú tufy)
Drženice Di-1, kóta 226	136,40 m	(v podloží sú autometamorfné andezity)
Kmeťovce II (vo vých. časti obce)	10 m	(sivohnedé tufy)
Kmeťovce I, kóta 256	115,80 m	(andezit)
Bátovce pri sz. časti obce	101 m	(sedimenty) vrt urobený UKB prevŕtal len sedimenty).

V študovanom teréne je len niekoľko nevýrazných prirodzených odkryvov. Preto bolo nevyhnutné použiť vrtný prieskum, aby jeho pomocou bola zistená mocnosť sedimentov, resp. ich vek a vývoj. Na špeciálnej mape zostavenej členmi Ríšskeho geologického ústavu je študovaný terén pre nedostatok odkryvov zakreslený ako hlina. V susedných terénoch vulkanity sú označené ako trachyty, sedimenty ako „cerithiové vrstvy". Názov „cerithiové vrstvy" zaviedol do literatúry H ö r n e s 1856, ktorý názov bol neskoršie používaný ako stratigrafická jednotka počas prvého geologického mapovania rakúsko-uhorskými geológmi.

Roku 1860 cerithiové vrstvy a hernalský íl nazval S u e s s spoločným názvom „brakické súvrstvie".

Roku 1866 S u e s s vo svojej klasickej práci: „Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen" nazval cerithiové vrstvy a hernalský íl sarmatským stupňom, ktorý sa od tej doby všeobecne vo svetovej literatúre používa.

V našom teréne sarmatské vrstvy s charakteristickou sarmatskou makrofaunou i mikrofaunou boli navŕtané medzi Gondovom a Drženicami vo vrte pri kóte 210.

Profil vrtu je tento:

Gi-1 — Gondovo

0,00— 6,00	hnedá eluviálna hlina
6,00— 7,00	piesčitý sľudnatý íl slabo tufitický
7,00—11,00	sľudnaté piesky hrubého a stredného zrna aj s vulkanickým materiálom
11,00—12,00	svetlé sľudnaté slabo stmelené pieskovce
12,00—22,00	kal; žltohnedé kremité piesky slabo stmelené jemnozrnným tufitickým tmelom
22,00—23,60	svetlozelené piesčité íly s polohami jemných pieskovcov stmelené jemnozrnným tufitickým tmelom
23,60—28,00	kal; svetložlté piesčité sľudnaté íly
28,00—29,00	svetlé piesčité íly
29,00—30,00	dtto
30,00—31,00	svetlé piesčité íly

31,00—33,00	kal; svetlé kremité piesky
33,00—35,00	kal; tmavé piesky
35,00—35,50	tmavé íly s hojnými zvyškami lamelibranchiát takmer lumachelového charakteru
35,50—39,00	tmavé íly s faunou *Ervilia, Cardium*
39,00—46,00	svetlé pieskovce so zvyškami rastlín, obsahujú tiež faunu *Ervilia, Mactra, Cardium*
46,00—49,00	piesčitý lumachelový vápenec s faunou *(Pirenella, Ervilia)*
49,00—50,20	zelenkastý ílovec prekremenený
50,20—67,00	andezitové tufy
67,00—	labrador-pyroxén andezit veľmi hematitizovaný.

Ako už z profilu vrtu je označené, fauna bola navŕtaná v hĺbke od 35—49 m. V najvyššej ílovitej fácii boli zistené takmer len *Ervilia* (35—39 m). Podobne aj vo svetlých pieskovcoch (39—46 m) ešte značným počtom boli zastúpené ervílie. Nápadne odlišná fauna bola zistená v piesčitom lumachellovom vápenci, kde okrem lamelibranchiát predovšetkým boli zastúpené *Gastropoda,* a to hlavne *Cerithium* a *Pirenella.* V tomto piesčitom lumachellovom vápenci bola určená nasledujúca fauna: *Hydrobia* sp., *Pirenella picta picta* D e f r a n c e, *Pirenella* sp., *Cerithium* sp., *Ervilia dissita podolica* E i c h w a l d.

Zo svetlých pieskovcov bola určená táto fauna: *Ervilia dissita podolica* E i c h w a l d, *Mactra* sp., *Irus (Paphirus) gregarius dissitus* E i c h w a l d, *Cardium latisulcum jammense* H i l b e r, *Cardium* sp.

V íloch, v hĺbke 35—39 m, najmä v najvrchnejších partiách ervíliová fauna mala lumachellový charakter. V íloch bola najviac zastúpená *Ervilia dissita dissita* E i c h w a l d, *Irus (Paphirus) gregarius dissitus* E i c h w a l d, *Cardium latisulcum jammense* H i l b e r, *Cardium* sp.

Celkove makrofauna z prevŕtaného vrtu má sarmatský ráz. Podobne aj mikrofauna z tohto vrtu určená Lehotayovou (predbežná zpráva o mikropaleontologickom štúdiu vzoriek z vrtu Drženice Di-1 a Gondovo Gi-1) dokazuje sarmatský vek. Podľa Lehotayovej ide pravdepodobne o strednú časť staršieho sarmatu.

Makrofauna poukazujúca na sarmat bola zistená na niekoľkých lokalitách strednej a južnej časti Bátovskej kotliny (I v a n 1956).

V ostatných vrtoch situovaných severovýchodnejšie, resp. východnejšie nebola konštatovaná makrofauna ani charakteristická mikrofauna. Takmer všetky vzorky boli sterilné a len sporadicky sa našli úlomky ihlíc silicispongií. Pozorované tu boli aj zvyšky rastlín, resp. lignit. Aj sedimentácia tejto časti je trochu odchylnejšia. Vo vrtoch Di-1 až Di-4 bolo zistené striedanie tufitov, pieskov, tufitických ílov a tufitických pieskovcov. Ďalej tu boli zistené výskyty lignitu. Sedimenty sú miestami kaolinizované, pravdepodobne hydrotermálnymi pochodmi a sú obdobného vývoja ako sedimenty najsevernejšej časti Bátovskej kotliny. Spomínané sedimenty majú kontinentálny charakter a pripomínajú

sedimentáciu močiarov. Aj morfologické okolie Bátovskej kotliny, ktoré je značne vyššie ako uložené sedimenty, nasvedčuje tomu, že transport sa dial na malú vzdialenosť. Preto jednotlivé zrnká i väčšie valúny často nie sú dostatočne opracované. Striedanie ílovitejšej a hrubopiesčitej a štrkovitej sedimentácie dokazuje pulzatívnosť sedimentácie. V určitých obdobiach sa dial náhly znos materiálu zo strmých úbočí. V severnej časti Bátovskej kotliny sedimenty sa ukladali v plytkej a úzkej panve a obsahujú značné percento vulkanického materiálu. Vekove toto súvrstvie rozprestierajúce sa severovýchodne od Gondova zatiaľ pre nedostatok fauny nemožno presnejšie začleniť. Keď však berieme do úvahy vrt Gondovo Gi-1, prirodzené východy so sarmatskou faunou v gondovských viniciach, ktoré sú relatívne vyššie ako báza sedimentov v okolí Drženíc a Bátoviec, ako aj poklesy územia, ktoré majú smer klesania od severovýchodu k juhozápadu, resp. k juhu, nasvedčujú tomu, že sedimenty rozkladajúce sa medzi Gondovom a Bátovcami budú pravdepodobne tiež sarmatského veku.

Podľa okolitých terénov v Bátovskej kotline dá sa usúdiť, že podložné andezity patria asi tortónu, lebo bolo zistené na viacerých miestach mimo študovaného územia, že spodnosarmatské vrstvy v Bátovskej kotline ležia priamo na andezitoch. Otázka veku tufov nie je jednoznačne vyriešená. Báza sarmatu v početných odkryvoch leží na andezitických tufoch. Niekde sa zase tufy striedajú s tufitmi so sarmatskou faunou a ležia na andezitoch. Je tedy ešte otvorená otázka, ktoré tufy bude treba počítať k tortónu a ktoré k sarmatu.

Vek sedimentov východne od vrtu Gi-1, ako už bolo uvedené, tiež nie je zatiaľ presnejšie určený. Zatiaľ možno len konštatovať plytkovodnú močiarovú sedimentáciu. Z často vyskytujúcich sa odtlačkov rastlín najviac sa nachádzajú tieto: *Abies* sp., *Pinus* sp., *Betula* sp., *Salix* sp., *Tilia* sp., *Fagus* sp., *Coryllus* sp.

Navŕtané lignity vo vrte Di-1, ďalej uhoľné íly prevŕtané vrtom Di-3 a Di-4, ako aj zistené uhoľné íly vystupujúce pod terasou Sikenice pri hradskej Žemberovce—Kmeťovce nútia k domnienke, že v študovanom teréne sa nachádza menšie lignitické ložisko nepravidelnej mocnosti.

Charakteristické terasové štrky možno pozorovať na pravom toku Sikenice v záreze hradskej Žemberovce—Kmeťovce, ďalej tiež na ľavom brehu Sikenice nad tufovými odkryvmi a lomami pri južnom konci obce Horné Žemberovce.

11. V. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov N., 1890: Kerčenskij izvestnik i jego fauna. Zap. Imp. Petrograd. Min. Obšč. 26. Petrograd. — [2] Fiala F., 1933: O současném stavu geol. výzkumu Slovenského Středohoří. Sborník II. sjezdu čs. geografů v Bratislavě. — [3] Hörnes M., 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien. —

[4] Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slovenská vlastiveda I. Bratislava. — [5] Ispaits F., 1943: Teraszmorfológiai megfigyelések a Garama mentén Zsarnocától a torkolatif. Földrajzi közlemények. Budapest. — [6] Ivan Ľ., 1952: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geol. práce, Zoš. 32. Bratislava. — [7] — 1955: Zpráva o geologickom výskume v severnej časti Podunajskej nížiny. Geol. práce, Zprávy 4. Bratislava. — [8] — 1956: Geologické pomery strednej časti Bátovskej kotliny. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava. — [9] Kolesnikov V., 1935: Die sarmatische Mollusken. Paleontologia SSSR X, 2. Moskva—Leningrad. — [10] Korobkov I. A., 1951: Molliuski srednego miocena Marmarošskoj vpadiny Zakarpatia. Trudy Vsesoj. naučno-isledov. Geologorazv. instituta. Nov. ser. vyp. 29. Leningrad—Moskva. — [11] Ott A., 1866: Geologische Aufnahme der Umgegend von Báth, Magyarád und Visk. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien. — [12] Pantocsek J., 1903: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns, Berlin. — [13] Papp A. — Thenius E., 1953: Vösendorf — ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. Mitt. der Geol. Ges. Wien. — [14] Papp A., 1954: Die Molluskenfaune im Sarmat des Wiener Beckens. Mitteilungen der Geolog. Ges. 45 (1952). Wien. — [15] Suess E., 1866: Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges. Akademie der Wissenschaften. Wien. — [16] — 1866: Über die Bedeutung der sogenannten „brackischen Stufe" oder der „Cerithienschichten". Akademie der Wissenschaften. Wien. — [17] Štúr D., 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süsswasserquarzes, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener- und ungarischen Becken. Jahrb. geol. R. A. Wien. — [18] Wolf H., 1858: Mineralquellen von Szantó, Magyarád und Bori. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien. — [19] Wolf F., 1914: Der Vulkanismus. I. Band. Stuttgart.

ĽUDOVÍT IVAN

BERICHT ÜBER DIE ÜBERSICHTLICHE GEOLOGISCHE KARTIERUNG ZWISCHEN GONDOVO UND PEČENICE, BEZ. LEVICE

Bei der geologischen Erforschung des nördlichen Teiles des Talkessels „Bátovská kotlina" wurde auf Grund der Makro- und Mikrofauna Sarmat festgestellt, und zwar in der Bohrung Gi-1 östlich von Gondov.

Bei weiteren, in nördlicher Richtung durchgeführten Bohrungen wurde keine Makrofauna und auch keine charakteristische Mikrofauna gefunden, man konnte nur Tuffite, Sande, tuffitische Tone und tuffitische Sandsteine in abwechselnder Lagerung feststellen. In diesen Schichten kommen auch Lignite vor. Die Sedimente sind stellenweise kaolinisiert, wahrscheinlich durch die Wirkung hydrothermaler Vorgänge, haben ziemlich kontinentalen Charakter und erinnern an die Sedimentation der Sümpfe. Im Hangenden der Sedimente der Bátovská kotlina treten Andesite, resp. deren Pyroklastika, auf. In der studierten Region pflegt die Mächtigkeit der Sedimenten rund 100 m zu sein.

11. V. 1957

Geologisches Institut D. Štúr's, Bratislava

Übersetzt von V. Dlabačová

OTÍLIA JENDREJÁKOVÁ—JÁN SENEŠ—JÁN SLÁVIK

BIOSTRATIGRAFICKÉ A PETROGRAFICKÉ ZHODNOTENIE ORIENTAČNÉHO VRTU Hn-14 V PODVIHORLATSKEJ LIGNITOVEJ PANVE

(Francúzske resumé)

Za účelom riešenia niektorých stratigrafických otázok a z hľadiska možnosti paralelizácie uhľonosného súvrstvia vo východnej časti panvy Hnojné bol urobený a podrobne zhodnotený orientačný vrt Hn-14 južne od obce Závadka. Pri komplexnom vyhodnotení vrtu najväčšia pozornosť bola venovaná petrografickej charakteristike vulkanických a vulkanicko-sedimentárnych hornín, ako aj výrazným faunistickým asociáciám, ktoré vniesli nové svetlo do samotnej stratigrafie panvy.

Vrt Hn-14 po prevŕtaní až 500 m mocného produktívneho súvrstvia dosiahol stredno-sarmatské sliene, pod nimi komplex podložných vulkanitov a v hĺbke 701 m dosiahol paleogénne podložie, v ktorom bol ukončený pri 755 m.

Od 0,00 do 34,00 m boli prevŕtané piesky pyroxenických andezitov ako aj piesčité hliny. Celý komplex patrí zrejme sedimentom aluviálnym a diluviálnym.

Od 34,00 do 72,00 m sú slabo spevnené, zelenkasté, až nažltlé íly s hojnými preplástkami tufitickej povahy. Ich slabá súdržnosť poukazuje na ich mladý, možno panónsky vek.

Od 72,00 do 498,00 m bolo prevŕtané vlastné uhľonosné súvrstvie, ktoré je po stránke petrografickej veľmi pestré. Sú v ňom zastúpené len horniny sedimentárneho pôvodu, vzniknuté najpravdepodobnejšie v rozsiahlejšom jazere. Sú to predovšetkým tufity jemnozrnné až hrubozrnné, farby svetlozelenej a šedej, potom granátické tufity, ktoré tvoria výrazný horizont v spodnej časti produktívneho súvrstvia od 373,00 do 397,00 m, kde vytvárajú niekoľko menších polôh, koncentrovaných najmä na blízke podložie hlavného uhoľného sloja. Sú tvorené skoro výlučne vulkanickým materiálom, no i makroskopicky dajú sa v nich nájsť úlomky sedimentárnych pelitov. Okrem toho nachádzajú sa i drobné úlomky kremeňa a vápenca. Vulkanický materiál je tvorený bielymi okami pemzy, tmavou silikátovou penou, klastickými živcami, silne kaolinizovanými v rozlo-

ženej základnej hmote. Keďže granátické tufity neobsahujú tmavé súčiastky a úlomky vulkanických hornín, sú silne sklovité, nedá sa urobiť paralelizácia týchto tufitov s nijakou vulkanickou horninou vo Vihorlate. Ich pozícia, makroskopický vzhľad i sporadické úlomky tmavej porfyrickej horniny dovoľujú usudzovať, že sú snáď ekvivalentom niektorej andezitickej efúzie. Vo Vihorlate neboli však nájdené ich ekvivalenty — granátické andezity. Horniny s morfologicky totožnými granátmi sú ryolity od Lesného (Čech 1956).

Vulkanicko-sedimentárne horniny tvoria len asi polovicu objemu produktívneho súvrstvia. Druhá polovica je tvorená pelitickými sedimentmi. Najväčší podiel pelitického sedimentárneho súvrstvia patrí ílom. Sú to prevažne kompaktné, svetlošedé íly s nepravidelným rozpadom. V spodnejších častiach produktívneho súvrstvia sa nachádzajú polohy slieňov. Iba malá časť sedimentárnych hornín sa vyznačuje šlírovým rozpadom.

Uhoľné sloje sa nachádzajú ako uprostred tufitov, tak aj uprostred ílov a slieňov. Hlavný sloj bol prevŕtaný od 355 do 357 m. Bolo prevŕtaných i niekoľko bezvýznamných slojčekov pelosideritov.

Toto produktívne súvrstvie obsahuje v niekoľkých polohách makrofaunu, a to mäkkýše hlavne z čeľade *Planorbidae*. Hromadne sa vyskytujú v slienitých a ílovitých polohách v hĺbke 269,00 a 354,00 m, zriedkavejšie v tufitoch a tufoch, ako napr. v hĺbke 386,00 m. Mikrofauna produktívneho súvrstvia je obmedzená na nevýrazné a chudobné pseudoasociácie, v ktorých dominujú preplavené silicispongie.

Najviac rozšírené sú zvyšky rastlinné, ktoré sa vyskytujú jednak v nadloží a podloží lignitových slojov, jednak tiež v slienitých polohách, často spolu s jazernými mäkkýšmi. Veľmi výrazná poloha flóry je od 275,00 do 320,00 m a od 407,00 do 460,00 m. Vo flóre prevládajú zástupcovia rodov *Acer, Ulmus, Fagus, Carpinus, Alnus, Salix* a *Ficus*.

Pretože ani uvedená flóra, ani sladkovodná makrofauna ešte podrobne biostratigrafický a paleontologicky zhodnotená nebola, jemnejšie stratigrafické horizontovanie súvrstvia zatiaľ nie je možné. Sladkovodný vrchnosarmatský a panónsky vek usadenín je stanovený jednak na základe analógie s ilnickou sériou v Zakarpatskej Ukrajine (Kamanin, Ivanova 1954), jednak nepriamo podľa stanoveného veku vulkanitov v iných oblastiach východného Slovenska (Seneš 1956). Vznik sedimentov produktívnej série v jazernom prostredí je dokázaný jednak horizontmi so sladkovodnou makrofaunou, jednak jediným možným vysvetlením vzniku vertikálne a horizontálne nepravidelne uložených lignitových slojov (Seneš 1956, Slávik—Polášek 1957).

Od 498,00 do 510,00 m boli prevŕtané piesčité a tufitické sliene s bohatou morskou makrofaunou i mikrofaunou, ktorá bezpečne poukazuje na sarmatský vek tohto horizontu.

Z mikrofauny boli nájdené v prevládajúcom množstve *Nonion granosum*

d'O r b a tiež *Elphidium* aff. *crispum* (L a m.). Ojedinele boli zistené aj *Ostracoda* z rodu *Cythereis.*

Makrofauna obsahuje tieto druhy a rody: *Cardium gracile plicatofittoni* S i n z. (28 ex.), *Cardium politioanei politioanei* J e k. (27 ex.), *Musculus sarmaticus* (G a t.) (24 ex.), *Irus naviculatus* A n d r. (24 ex.), *Cardium gracile gracile* P u s c h. (17 ex.), *Cardium latisulcum jammense* H i l b. (6 ex.), *Cardium ringeiseni* J e k. (4 ex.), *Cardium vindobonense jekeliusi* P a p p. (4 ex.), *Replidacna* cf. *carasi* J e k. (4 ex.), *Mactra vitaliana vitaliana* d'O r b. (3 ex.), *Cardium vindobonense breviformis* P a p p. (2 ex.), *Cardium gracile bessarabiensis* G i l l e t (1 ex.), *Donax lucidus* E i c h w. (1 ex.), *Ervilia* sp., *Calliostoma* sp., *Actaeocina* sp. a *Bryozoa.*

V tejto faune *Cardium gracile plicatofittoni, Irus naviculatus* a *Mactra vitaliana vitaliana* sú charakteristickými druhmi stredného sarmatu Krymsko-kaukazskej oblasti, Poľska, Rumunska a Bulharska. Vo viedenskej panve sa vyskytujú niektoré z nich vo vyšších horizontoch sarmatu spolu s *Cardium latisulcum jammense* a *Cardium vindobonense jekeliusi,* ktoré druhy sú v uvedenej faune tiež zastúpené.

Na základe podrobnej analýzy (S e n e š 1956) možno konštatovať, že tento horizont zodpovedá vekove bessarabienu v extrakarpatských oblastiach, resp. vyššiemu strednému sarmatu (maktrový horizont, resp. jeho hlbší fácies s *Irus naviculatus*) viedenskej panvy. Paleoekologický výskum panvy, hlavne na základe hromadného výskytu rodov *Cardium* a *Musculus,* poukazuje na to, že sedimentácia sa odohrávala v hĺbkach medzi 50—100 m z mierne prúdiacej vody so salinitou 15—17 ‰.

Od 519,00 do 701,00 m bolo prevŕtané pestré vulkanické súvrstvie, v ktorom sú zastúpené jednak lávové prúdy andezitov, jednak vulkanicko-sedimentárne zložky, zastúpené tufmi, tufitmi a tufitickými ílmi.

Andezitové prúdy v tomto vulkanickom súvrství boli navŕtané v troch horizontoch. Vrchný od 623,00—624,00 m, dva spodné od 638,00—640,00 a od 681,00—689,00 m. Makroskopicky možno lávové prúdy tejto fázy rozdeliť do dvoch variet. Spodná varieta, ktorá sa vyskytuje v obidvoch spodnejších prúdoch, je svetlejšia, vrchná varieta je tmavšia.

Spodná varieta vytvára jeden asi 9 m mocný lávový prúd (680—689 m), ktorý je v spodných častiach kompaktný, lastúrovitého lomu s vyrastlicami živcov o veľkosti až 3 mm. Vyrastlice tmavých minerálov nie sú viditeľné. Okrem lesklých vyrastlíc plagioklasov je vidieť pretiahnuté šesťuholníky, až lišty zakaleného minerálu opálovitého vzhľadu. Vrchná časť prúdu je pórovitá s jemným limonitickým povlakom po dutinkách a póroch.

Mikroskopicky je hornina výrazne porfyrická, v spodnej časti lávového prúdu je štruktúra základnej hmoty hyalopilitická a vo vrchnej časti lávového prúdu mikro-holokryštalická (cukrovitý vývoj základnej hmoty).

Najhojnejšie sú porfyrické vyrastlice plagioklasov, ktoré sa zložením pohybujú v rozmedzí Ab_{50}—Ab_{46} (zistené na základe uhla zhášania v symetrickej zóne). Tieto hodnoty platia pre jadro; v zónach je škála chemického zloženia oveľa širšia. Počet zón je neveľký (3—4), miestami je však zonárnosť okrajových častí vyrastlíc nahradená plynulým zhášaním. Plagioklasy sú typicky albiticky lamelované, zriedkavejšie sa vyskytuje karlovarský zrast a občas pozorovať náznaky zrastu podľa zákona periklinového. Habitus plagioklasových vyrastlíc je tabuľkovitý až široko lištovitý. Vyrastlice často obsahujú zonárne usporiadané izotropné uzavreniny (sklo).

Plagioklasy boli postihnuté intenzívnou kaolinizáciou, ktorá postihla buď jadro alebo niektorú z okrajových zón. Zakalené pretiahnuté hexagonálne prierezy vykazujú izotropiu. Farba v napadajúcom svetle je žltohnedá. Sú dosť hojné a tvoria asi 5 % z celkového objemu horniny. Na základe ich morfológie môžeme predpokladať, že ide o nejaké agregátne pseudomorfózy z rudy, karbonátov a amorfnej kyseliny kremičitej. Pôvodne to boli asi amfiboly. Akcesoricky je prítomný aj apatit vo forme bezfarebných hexagonálnych prierezov alebo ihličiek o dĺžke 0,03 mm. V hornine nachádzame nepravidelné zrnká pyritu.

Základná hmota je tvorená plagioklasovými mikrolitmi. Vzorka so zrnitou základnou hmotou má izometrické štvorčekovité mikrolity plagioklasov o rozmeroch 0,03×0,03 až 0,01×0,01 mm, s nepravidelnými zrnkami a šupinkami niektorej modifikácie SiO_2. Mikroskopické dutinky obsahujú tridymit. Vzorka zo spodnej časti lávového prúdu obsahuje aj karbonátickú impregnáciu, ktorá zatlačuje základnú hmotu. Pri tom karbonát nemá charakter agregátu, ale minerálneho jedinca (súčasné zhášanie celej plochy, priebežné klencové štiepne trhlinky po celej ploche). Zložením odpovedá tejto hornine i lávový prúd v hĺbke od 639 do 640 m.

Vrchná varieta sa od spodnej líši do určitej miery i makroskopicky. Jej farba je oniečo tmavšia a živce sú viac kaolinizované a usmernené. Mocnosť prúdu je asi 1 m v hĺbke od 623 do 624 m. Hornina je porfyrická s bližšie ťažko určiteľnou štruktúrou základnej hmoty, no zdá sa, že štruktúra základnej hmoty konverguje k hyalopilitickej štruktúre. Ťažkosti v určení základnej hmoty sú spôsobené jej premenou, ktorá je aspoň sčasti epitermálneho charakteru (opál v dutinkách). Hojné sú plagioklasy, kaolinizované, silne zonárne, albiticky lamelované. Sú to stredne bázické labradory o veľkosti až 1 mm. Nápadný je nedostatok tmavých súčiastok. Bola pozorovaná iba jedna vyrastlica pyroxenického habitu se zlou pyroxénovou štiepnosťou, bezfarebná, bez pleochroizmu s dvojosovým konoskopickým obrázkom (východy optických osí mimo zónneho poľa), rovnobežne zhášajúca. Ide pravdepodobne o ortorombický pyroxén. Zistené bolo i jedno zrno granátu a jedno zrno kordieritu. Granát je skoro bezfarebný, zaoblený, nepravidelne štiepny a izotropný. Kordierit je alotriomorfný, matnej šedej zelenkastej zakalenej farby, od okrajov slabo pinitizovaný.

Základná hmota je rozložená. V dutinkách horniny sa nachádza v podobe povlakov opál.

Opísané vulkanické lávoidné horniny tvoria však len nepatrný zlomok celého vulkanického súvrstvia. Najväčšiu časť tohto komplexu tvoria zmiešané vulkanicko-sedimentárne horniny s rôznym pomerom vulkanickej a sedimentárnej frakcie. Vulkanický materiál je nepochybne totožný s materiálom opísaných lávových prúdov, no v dôsledku svojej klastickej povahy podľahol intenzívnejším premenám. Sedimentárny materiál býva granulometricky veľmi rozmanitý. Sú to hruboklastické, až jemne pelitické sedimentárne frakcie. Klastické komponenty sú reprezentované najmä zaoblenými valúnmi kremeňa, vápencov, pieskovcov a iných hornín. Pelitická frakcia býva slienitá.

Od 701,00 do 725,00 m boli prevŕtané vápence a vápenaté pieskovce. Faunu neobsahujú. Miestami sú slienité, občas silne silicifikované, pričom kremeň sa nachádza v dvoch formách. Vo forme normálneho zrnitého kremeňa a vo forme chalcedónu, občas aj opálu. Vek a podmienky vzniku týchto sedimentov zatiaľ stanovené neboli. Pravdepodobne ide tiež o uloženiny sladkovodného pôvodu, pričom sedimentácia mohla nastať v neogéne medzi paleogénom a sarmatom.

Od 725,00 do 755,00 boli prevŕtané tmavošedé slienité bridlice, patriace do komplexu centrálnokarpatského paleogénu.

Petrografické hodnotenie materiálu z vrtu Hn-14 poukazuje na tieto fakty:

1. Prevŕtané neogénne súvrstvie možno rozdeliť na dve časti: spodnú, prevažne vulkanickú, ktorá tvorí bezprostredné podložie uhľonosného súvrstvia a vrchnú, prevažne sedimentárnu, ktorá reprezentuje vlastné uhľonosné súvrstvie.

2. Okrem troch andezitových lávových prúdov vo vrte nenachádzame čisté vulkanické horizonty. Všetky ostatné polohy vulkanického materiálu obsahujú väčšiu alebo menšiu prímes sedimentárnej frakcie od komponentov hruboklastických až po komponenty jemne pelitické. Toto jednoznačne hovorí o stálej subakvatickej sedimentácii vulkanického materiálu, to znamená, že vodná hladina dosiahla územie ložiska už počiatkom vulkanickej činnosti a až do vyplnenia panvy sa nestiahla.

3. Podložné pyroklastikum tvorí prvú etapu andezitového vulkanizmu v Podvihorlatskej uhoľnej panve a reprezentuje odlišný petrografický typ na rozdiel od vulkanických produktov mladého panónskeho vulkanizmu (ide o diferencovanejší magmatický roztok s pokročilou intratelurickou resorpciou mafitov), takže hornina je dnes prakticky monofyrická, sekundárne silicifikovaná a karbonátizovaná.

Paleontologické hodnotenie materiálu ukazuje, že:

1. V tesnom podloží uhľonosného komplexu sú usadeniny besarabského veku.

2. Vzhľadom na prítomnosť lignitových prúžkov aj v besarabských vrstvách možno predpokladať pozvoľný prechod besarabu do uhľonosného súvrstvia, ktoré je veku vrchnosarmatského, možno až panónskeho.

3. Pozvoľný prechod s neprerušenou sedimentáciou z besarabu do panónu poukazuje na to, že v Podvihorlatskej oblasti má vrchný sarmat [cherson v pojatí extrakarpatskom a spodný panón v pojatí karpatskom a viedenskom (P a p p 1954)] sladkovodný vývoj.

4. Kaspibrakický vývoj panónu v Podvihorlatskej oblasti zistený nebol, sedimentácia uhľonosného súvrstvia sa odohrala z jazera úplne sladkovodného.

Vek andezitového komplexu v podloží besarabu pre nedostatok fauny stanovený nie je. Na základe analógie možno predpokladať, že uvedené výlevy nastali vo vyššom spodnom alebo nižšom strednom sarmate.

Výsledky hodnotenia ukazujú takýto paleogeografický obraz v oblasti vrtu Hn-14. Po sedimentácii flyša v paleogéne nastala v miocéne intenzívna denudácia súvrstvia a možno i sedimentácia vápenca. Koncom spodného sarmatu alebo na báze stredného sarmatu došlo k subsidencii podložia a v súvislosti s tým k prvej vulkanickej činnosti vo Vihorlate. Vulkanická činnosť tejto etapy bola stratovulkanická. Ekvivalenty tejto fázy vulkanizmu v samom pohorí Vihorlatu na povrchu doteraz nájdené neboli. Vulkanizmus sa šíril pravdepodobne smerom severným s intenzitou klesania depresie pozdĺž zlomov. Zloženie i odlučnosť pyroklastík nasvedčujú, že išlo o subakvatickú sedimentáciu vulkanických popolovín ako aj lávových prúdov.

Sústavné klesanie flyšového a uvedeného vulkanického podkladu trvalo cez stredný a vrchný sarmat aj v panóne. Morská sedimentácia v besarabe z vody brakickej bola vystriedaná postupne úplným vysladením a sedimentáciou jazernou, ktorá mohla zotrvať až do pleistocénu. Tufové a tufitické horizonty v panónskom sladkovodnom súvrství nasvedčujú na synvulkanickú sedimentáciu v tom čase, na andezitovú vulkanickú činnosť, ktorá vytvorila blízke pohorie Vihorlatu a Popričného.

Spôsob uloženia slojov nasvedčuje na pulzatívny, intermitentný ráz subsidencie od stredného sarmatu cez panón.

Porovnávajúc takýto paleogeografický obraz s poznatkami z ostatných častí Podvihorlatskej uhoľnej panvy, možno konštatovať:

1. Podložné andezity západnej a východnej oblasti panvy (Sejkov) sú od seba odlišné vekove aj petrograficky. Andezity v západnej časti (Závadka) sú sarmatské, kým vo východnej časti sú panónske. Z toho vyplýva, že uhľonosné súvrstvie vo východnej oblasti panvy (Sejkov) je mladšie a zodpovedá nanajvýš vrchným partiám uhľonosných sedimentov z oblasti Hnojného.

2. Subsidencia panvy bola už od počiatku diferencovaná. Na doteraz preskúmanom území Podvihorlatskej panvy v oblasti Závadka začala už vo vyššom spodnom alebo nižšom strednom sarmate, kým v oblastiach severných a východných asi len v panóne.

3. Možno povedať, že v západnej časti panvy slienitý horizont s besarabskou makrofaunou alebo lávové prúdy a brekcie opísaných andezitov bezpečne ozna-

čujú podložie uhľonosného súvrstvia, čo prakticky znamená, že okrem požiadaviek hydrogeológie je možné odstavovať vrty na zásoby už v týchto horizontoch a nie je treba vŕtať až do podložného paleogénu.

25. X. 1956

Uhoľný prieskum,
Turčianske Teplice

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Čech F., 1956: Zpráva o geologickom mapovaní na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava. — [2] Kamanin — Ivanova, 1954: K morfologiji podgornoj polosy jugo-zapadnogo Zakarpatija. Mat. po geomorf. i pal. SSSR 12. ANSSSR. Moskva. — [3] Papp A., 1956: Facies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitt. d. Geol. Ges. 47. Wien. — [4] Seneš J., 1957: K otázke vzniku uhoľných a pelosideritových slojov v Podvihorlatskej panve. Geol. sborník VII. Bratislava. — [5] — 1957: Vzťahy neogénneho vulkanizmu ku geotektonickej stavbe vých. Slovenska. Geol. sborník VIII. Bratislava. — [6] — 1957: Dôkazy na prítomnosť brakického vyššieho sarmatu (besarab) v Podvihorlatskej uhoľnej panve. Geol. sborník VIII. Bratislava. — [7] Slávik J., 1956: Vulkanologický a tektonický vývoj vulkanického masívu Vihorlatu na vých. Slovensku. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [8] Slávik J. — Polášek S., 1957: Geologické pomery Podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geol. práce, Zprávy 10. Bratislava.

OTILIA JENDREJÁKOVÁ–JÁN SENEŠ–JÁN SLÁVIK

RÉSULTATS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DU SONDAGE DE RECONNAISSANCE Hn-14 DANS LE BASSIN DE LIGNITE DE PODVIHORLAT

Le sondage Hn-14 permit de jeter une lumière nouvelle sur la stratigraphie de cette région. Dans le soubassement des couches à lignite on a atteint un horizon de roches marneuses contenant une riche macro- et microfaune. La macrofaune est représentée par les Cardiidés dont certains sont caractéristiques pour le Sarmatien moyen de la région Crimée-Caucase et pour les couches sarmatiennes supérieures du Bassin de Vienne. Cette faune permet de rattacher ledit horizon au Bessarabien tel qu'il est développé dans les régions extrakarpatiques et au faciès plus profond du sommet du Sarmatien moyen du Bassin de Vienne.

La microfaune de cet horizon est caractérisée par l'association *Elphidium-Nonion* (*Nonion granosum* d'Orb. et *Elphidium* cf. *crispum* Lamk.) qui est également typique pour le Sarmatien moyen. Puisque cette faune est certainement autochtone, on peut affirmer que les masses de roches volcaniques qui se trouvent au-dessous de l'horizon à faune sont plus anciennes que le Sarmatien moyen. Le complexe volcanique est constitué de coulées d'andésite et de roches pyroclastiques. Les andésites se distinguent par leur structure monophyrique. Les phénocristaux sont formés de plagioclases (Ab_{50}—An_{46}). La pâte des andésites a une structure microholocristalline on crytpocristalline. Les roches pyroclastiques ont une composition analogue.

L'analyse de la faune et du caractère pétrographique du matériel extrait du sondage montre que la subsidence du bassin commença avant le dépôt du Sarmatien moyen et se poursuivit encore au Pannonien.

La sédimentation se faisait sans interruption dans un bassin d'eau saumâtre qui se dessalait progressivement. Le fait que dans la série productive on trouve des niveaux contenant en grande quantité des produits de projection montre que la sédimentation lacustre était syn-volcanique.

25. X. 1956

Prospection de charbon,
Turčianske Teplice

Institut géologique Dionýz Štúr,
Bratislava

Traduit du slovaque par Valentine Andrusov

ERZSÉBET SZORÉNYI

ECHINODERMENRESTE AUS DEM STRÁŽOV-GEBIRGE UND AUS DEM SLOWAKISCHEN PARADIES

(Tafel V)

Herr Dr Michal Maheľ hat im Strážov-Gebirge und im Slowakischen Paradies unter anderen Versteinerungen auch einige schlecht erhaltene Echinodermenreste gesammelt, welche er mir gefälligst zur Bestimmung übersandt hatte.

Die Exemplare stammen teils aus der Trias von der Umgebung von Omšenie Žihľavník-Gipfel aus Strážov-Gebirge, Lipovec, Kopanec (Sattel) bei Dobšinská ľadová jaskyňa (Dobšinaer Eishöhle) und Čertova Sihoč aus dem Slowakischen Paradies, teils aus umkristallisierten Kreidekalksteinen von Čierna Lehota aus Strážov-Gebirge.

Zu bestimmen waren folgende Arten:

Trias

Encrinus granulosus Münster,
Encrinus sp.,
Cidaris dorsata (Bronn. mns.) Münster.

Kreide

Apiocrinus sp.,
Discoidea sp.? *rotula* Brongniart,
Collyropsis moussoni (Desor),
Holaster laevis (Deluc mns.) Agassiz,
Holaster sp.

Cidaris dorsata ist eine typische Form der St. Cassianer Schichten.

Discoidea rotula, *Collyropsis moussoni* und *Holaster laevis* sind für das Albien (Gault) bezeichnend.

Encrinus granulosus Münster

1865. *Encrinus granulosus* Münster — Laube: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Bd. 24, S. 271, Taf. VIII a, Fig. 7—12.

Material: 1 St.
Fundort: Kopanec (Sattel) bei Dobšinská ľadová jaskyňa.
Horizont: Schwarze Kalke (Anis ?).
Masse: ∅ = 10 mm.
No. 9

Ein Stielstück kann mit der Abbildung 10 b (l. c.) von Laube identifiziert werden.

Die Art *Encrinus granulosus* Münster ist nach den Angaben von Biese (*Crinoidea triadica*, Foss. Catal. pars 66, p. 106) in den rätischen, norischen, karnischen und ladinischen Ablagerungen sehr verbreitet. Im letzteren ist sie aus den Alpen, Karpathen und aus dem Bakony-Gebirge bekannt.

Cidaris dorsata (Bronn. mns.) Münster

1909. *Cidaris dorsata typica* Bather — Bather: Triassic Echinoderms of Bakony. Separatabdruck aus dem Werke: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees Bd. I, Teil 1. Pal. Anhang, S. 179, Taf. XI, Fig. 310, 311.

Material: 1 St. (Stachel).
Fundort: Žihľavník Gipfel bei Omšenie.
Horizont: Weisse Kalke (St. Cassian) der Choč-Decke.
Masse: Länge = 25,5 mm, gr. Durchmesser = 12 mm, u = 11 mm.
No. 4 (8)

Die einzige spärlich erhaltene Stachel gehört zu dem Formenkreis der *Cidaris dorsata typica* Bather (l. c.). Die Oberfläche des Stachelkörpers ist mit nicht sehr regelmäßigen Querreihen von plumpen Höckerchen besetzt. Leider ist die Oberfläche des Halses abgewetzt, Ring und Kragen fehlen.

Die in Frage stehende Stachel stimmt in Konturen ganz mit der Stachel Nr. h. abgebildet von Laube aus den St. Cassianer Schichten überein (Laube: Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschriften d. k. Akad. d. Wiss. Bd. 24, S. 283, Taf. IX, Fig. 12 h, 1865), nur ist sie größer. Nach den Angaben von Laube kommen die Stacheln der Art *Cidaris dorsata* zu St. Cassian unter allen anderen Arten am häufigsten vor.

Dornyai (Geologische Bemerkungen zur Umgebung von Rózsahegy. Jahresber. d. Ung. geol. RA f. 1916, S. 237) erwähnt die Art *Cidaris dorsata* aus den mittel-triassischen Schichten des Fundortes von Baráthegy, Haus Faith. Bather beschreibt sie aus den St. Cassian-Schichten mehrerer ungarischer Fundstellen.

Lambert und Thiery (Essai de Nomenclature Raisonnée des Échinides, S. 146) stellten die Art *Cidaris dorsata* in das Genus *Balanocidaris*. Morten-

s e n (Monograph of the Echini I, S. 483) hält es für richtiger diese Art in das Genus *Cidaris* einzureihen.

Discoidea sp.? *rotula* B r o n g n i a r t

Material: 3 St.

Fundort: Nördlich von Čierna Lehota.

Horizont: Schwarze Kalke, Albian.

Schlecht erhaltene Steinkerne können bedingungsweise zu dieser Art gestellt werden. Zwei Bruchstücke zeigen die Innenseite der Unterfläche. Die Schmalheit der Stützleisten und die Weise wie sie sich in der Nähe des Mundes verbreitern, außerdem der Umriß und die Größe des Afters sprechen für die Zugehörigkeit zur obgenannten Art. Ein weiterer Steinkern zeigt sogar die flache Wölbung der Oberfläche und den Umriß der Mundöffnung, welche nicht in die Schale eingesenkt ist, sondern an der Oberfläche liegt.

Discoidea rotula B r o n g. ist aus dem Albien der Schweiz und Frankreich (Haute Savoie) bekannt.

Collyropsis moussoni (D e s o r)

1857. *Collyrites moussoni* D e s o r. — D e s o r: Synopsis des Ech. foss., S. 210. — 1934. *Collyropsis (Collyropsis) moussoni* D e s o r. — B e u r l e n: Monogr. der Echinoiden-Familie *Collyritidae* d'O r b. Paläontographica 80, p. 137 (cum syn.).

Material: 1 St.

Lokalität: Nördlich von Čierna Lehota.

Horizont: Schwarze Kalke, Albian.

Masse: L.: 21,5 mm, Br.: 19 mm, H.: — Br. (L.: 0,88 H.) L.: —.

No. 1

Ein einziger schlecht erhaltener Steinkern kann ohne jeden Zweifel zu dieser Art gestellt werden, und zwar auf Grund seines stark hervortretenden Plastrons, der Lage seines Periproktes, ebenso wie auch auf Grund der fehlenden Frontalfurche.

Die totale Abwesenheit einer Frontalfurche erwähnt bei dieser Art zuerst L o r i o l (L o r i o l: Echinides crétacés de la Suisse, p. 303). Nach seiner Beobachtung trägt ein Teil der zu dieser Art gestellten Exemplare überhaupt keine Frontalfurche. Bedauerlicherweise erwähnt aber Loriol nicht, ob an derselben Lokalität Exemplare mit oder ohne Frontalfurche zusammen vorkommen oder nicht.

Der Hinterrand des Gehäuses ist stark zugespitzt, das Periprokt nimmt eine inframarginale Lage ein und ist in Draufsicht nicht sichtbar.

Desor beschreibt diese Art aus der Schweiz und aus der Umgebung von Nizza, Loriol ebenfalls aus der Schweiz und aus dem Departement Haute Savoie, u. zw. beide Autoren aus dem Gault (Albien).

Das Gestein des untersuchten Materials besteht aus einem dichten, umkristallisierten Kalkstein. Der Meeresboden des einstigen Meeres mag demnach aus reinem Kalkschlamm bestanden haben. Im allgemeinen ist dies nicht das übliche Milieu der Subfamilie *Collyritinae* (sensu Mortensen). Nach der Auffassung von Beurlen (l. c., p. 180—181) werden die der Lebensweise dieser Subfamilie entsprechenden Lebensbedingungen durch die dem tonigen, kalkschlammigen Meerboden entsprechenden Kalkmergel geliefert.

Nach Beurlen waren diese Formen im allgemeinen Bewohner der litoralen, neritischen Meere, und zwar hauptsächlich der epikontinentalen Meere von Mittelfrankreich und Mitteleuropa, am Ende des Malms drangen aber einige Gattungen, u. a. auch die Gattung *Collyropsis*, in die tieferen Meereshorizonte des Tithonmeeres ein, somit verlagert sich der Schwerpunkt ihrer Verbreitung in die Tethys.

Nach dem System von Mortensen (A Monograph of the Echinoidea V, 1) gehört die Gattung *Collyropsis* in die Subfamilie *Collyritinae* der Familie *Disasteridae* der Ordnung *Spatangoida*.

Alle Spatangoiden, also auch die Vertreter der in Frage stehenden Gattung haben eine wühlende Lebensweise geführt.

Primitive Formen, wie auch die Vertreter der Gattung *Collyropsis* trachteten in verschiedener Weise sich im Laufe ihrer Ontogenie dieser Lebensweise anzupassen.

In der Anpassung an eine im Schlamm geführte Lebensweise stellt die Entwicklung der Frontalfurche einen wichtigen Faktor dar. Bei jenen Formen, welche eine wühlende Lebensweise führen, führt nämlich die Frontalfurche den zur Nahrungsaufnahme benötigten frischen Schlamm wie ein Kanal zum Peristom. Die mit einer Frontalfurche versehenen Formen haben sich daher an die wühlende Lebensweise besser angepaßt, als jene, welche keine Frontalfurche tragen.

Unter den Vertretern der Subfamilie *Collyritinae* (sensu Mortensen) findet sich eine Frontalfurche nur bei jenen Gattungen, welche im Jura nicht aussterben, sondern auch in der Kreideperiode weiterleben. Zu diesen gehört auch die Gattung *Collyropsis*. Es erscheint daher als angebracht die Frontalfurche bei dieser Gattung als ein modernes Merkmal zu betrachten.

Wie wir es weiter oben bereits erwähnt haben, fehlt die Frontalfurche bei einigen Exemplaren der Art *Collyropsis moussoni* (Desor) gänzlich. Unserer Ansicht nach konnte aber in diesem Fall das stark gewölbte Plastron die Rolle der Frontalfurche derart übernommen haben, daß er bei der im Sediment fortschreitenden Bewegung den Schlamm als ein Pflug auf beide Seiten schaufelte und dadurch dieser von beiden Seiten dem Peristom zuströmen konnte, und zwar in einer tieferen Lage, als jene, in welcher das am zugespitzten Hinterrand befindliche Periprokt die Excremente entleert.

Eine derartige Anpassung an eine im Schlamm wühlende Lebensweise hat sich aber anscheinend nicht als zweckmäßig erwiesen, da nach unserem heutigen Wissen diese Gattung mit der Art *Collyropsis moussoni* (Desor) als ihrem letzten Vertreter ausstarb.

Die Entwicklung ist ein irreversibiler Vorgang und nichts unterstützt besser unsere Auffassung, wonach, das Vorhandensein der Frontalfurche in dieser Gruppe ein Evolutionsmerkmal und dessen Mangel ein atavistisches Merkmal ist, als das Beispiel der Art *Collyropsis moussoni* Desor, bei welcher das Fehlen der Frontalfurche wiederkehrt und obzwar die Art sich in einer neuen Kombination der Eigenschaften an eine höher entwickelte Lebensform, an das Leben im Schlamm anzupassen trachtet, dies nicht erreicht zu haben scheint.

Holaster laevis (Deluc mns.) Agassiz

1853. *Holaster laevis* Agassiz — D'Orbigny: Paleontologie française. Terrains crétacés, p. 83, pl. 819. — 1955. *Holaster laevis* (Deluc mns.) Agassiz — Szörényi: Échinides crétacés de la Bakony. Geologica Hungarica. Ser. Paläontologica, fasc. 26, S. 227, Taf. XII, fig. 4—7—9.

Material: 1 St.
Lokalität: Nördlich von Čierna Lehota.
Horizont: Schwarze Kalke, Albian.
Masse: L.: —, Br.: —, H.: 20 mm.
No. 2

Auf Grund des scharfen Randes kann ein schlecht erhaltener Steinkern zu dieser Art gestellt werden; er scheint der etwas verlängerten Gruppe dieser Art anzugehören.

Die Art *Holaster laevis* ist ein bezeichnendes Fossil des Albien (Gault). Im Bakony-Gebirge kommt sie im dichten Orbitolinenkalk und im grauen Plattenkalk vor.

Holaster sp.

No. 3

Ein sehr schlecht erhaltener Steinkern scheint auf Grund seines stark abgerundeten Randes zu dem Formenkreis der Art *Holaster obliquus* Wright anzugehören, kann aber zufolge seiner schlechten Erhaltung mit keiner Art identifiziert werden.

Lebensspuren eines grabenden Echiniden aus dem Albien

Aus dem umkristallisierten grauen Kalkstein stammt eine Lebensspur, welche sich als besonders interessant erwies.

Im Gestein können wir einen weißen Knollen beobachten, aus welchem in

zwei Richtungen kanalartige Fortsätze abzweigen. Der Knollen und die kanalförmige Fortsätze scheinen mit derselben Substanz inkrustiert zu sein.

Diese Lebensspur kann so gedeutet werden, daß der Knollen der sackartigen Erweiterung der Wohnhöhle eines grabenden, aber nicht einmal bis zur Gattung bestimmbaren *Spatangiden* entspricht und die kanälische Fortsätze Grabgangausfüllungen sind. Die Inkrustierung sollte der einstigen schleimigen Schichte entsprechen, welche von dem Seeigel ausgeschieden wurde um die Haltbarkeit der Wohnhöhle und der Kanäle zu bewirken, ähnlich wie dies bei rezenten grabenden Seeigeln beobachtet wurde.

Ähnliche Kanäle hat in fossilem Zustande Z a p f e aus dem grobkörnigen Kalkstein der Umgebung von Cluj beschrieben (Z a p f e H.: Lebensspuren grabender Echiniden aus dem Eozän Siebenbürgens. Verhandl. der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien. Bd. 85, 1935).

Wenn wir hinsichtlich der in Frage stehenden Lebensspur der obenangeführten Erklärung beistimmen, kann aus dieser der Schluß gezogen werden, daß die in diesen Ablagerungen vorgefundenen *Spatangiden* sich in ihrem einstigen Lebensgebiet eingebettet haben.

2. IV. 1957

Ungarische geologische Anstalt,
Budapest

JIŘÍ LOSERT—VLADIMÍR NÁPRSTEK

VÝSLEDKY GEOLOGICKÉHO MAPOVÁNÍ MEZI BADÍNEM, TAJOVEM A BANSKOU BYSTRICÍ

List spec. mapy B. Bystrica — 4562

(Francouzské resumé)

1. Úvod

V červenci letošního roku jsme zmapovali za spoluúčasti posluchačů geologie P. Adámka a P. Majera do mapy měřítka 1 : 20 000 území o rozloze asi 32 km^2 omezené na severu potokem Tajovkou, na východě řekou Hronem až k ústí Badínského potoka, který tvoří jižní hranici. Západní hranice probíhá od co 549 v údolí Badínského potoka, přes západní konec Dolních Pršan až k východnímu okraji Tajova.

Zmapovaná oblast leží na pravém břehu Hronu a geograficky patří k podhůří Kremnického pohoří. Terén se zvolna svažuje s výšek kolem 800 m na západě [nejvyšší bod Laštok (807 m n. m.)] k východu na 400 m, kde v linii Badín—Rakytovce—Králová klesá asi 80 m vysokým stupněm k údolní nivě Hronu. Přestože krajina, s výjimkou nejzápadnější části, nemá horský ráz a její centrální část je mírně zvlněna, je terén díky hluboce zařízntým údolím pravostranných přítoků Hronu dosti členitý a poskytuje dostatek výchozů.

2. Geologická situace

Geologicky patří studovaný terén nejjižnějším výběžkům subtatrika Velké Fatry (na pravém břehu Hronu), obklopeným a překrytým na západě, jihozápadě a jihu terciérními vulkanity Kremnického pohoří. Ty se v jižním okolí Badína přibližují až k údolní nivě Hronu a přecházejí na jeho levý břeh. Na stavbě terénu se podílejí tyto jednotky:

1. Subtatridní příkrovy { krížňanský / chočský
2. Paleogén

3. Neogén { sedimenty badínské uhlonosné pánve
vulkanity Kremnického pohoří
4. Mladší útvary

3. Mesozoikum križňanského příkrovu

Větší komplex križňanského mesozoika se vynořuje zpod vulkanitů a chočského příkrovu u Tajova, při záp. okraji Banské Bystrice a v již. okolí Horních Pršan. Križňanské serii patří též mesozoikum v podloží terasy Hronu jz. od Králové a drobné ostrůvky dolomitu, keuperu a liasu severně od Badína a rhaetu jižně od Dolních Pršan.

Z nejspodnějších členů križňanského příkrovu je zastoupen jen werfen při jv. okraji Tajova, kde leží v nadloží verrucana. Vrstevní sled pokračuje ladinskými dolomity a dále mohutně vyvinutou serií keuperu v záp. okolí Kečky (co 497) a při záp. okraji Banské Bystrice. Převážná část keuperu je tvořena *pestrými břidlicemi* s lokální nepatrnou příměsí slídy, střídajícími se s polohami šedobílých *dolomitů*. Podle nepravidelného vystupování a značné deformace dolomitových poloh je střídání břidlic a dolomitů do značné míry způsobeno tektonicky, takže dolomitovým vložkám nemůžeme přičítat žádnou stratigrafickou hodnotu. Lithologicky velmi zajímavé jsou přechodné členy mezi dolomity a břidlicemi — *dolomitické břidlice* a dolomity s jílovou příměsí — skvěle odkryté v erosivních rýhách a strži v jz. okolí Králové. Další součástí keuperského komplexu v okolí Suchého báně (co 634) jsou bělavé až šedé nebo narezavělé *pískovce* (s materiálem převážně křemenným), přecházející místy zvolna do jemných *slepenců* (průměr valounů až 3 cm) nebo do pestrých *písčitých břidlic*. Zajímavé profily serií keuperských břidlic, dolomitů a pískovců, resp. slepenců, výborně odkryté v roklích v záp. a severozápadním okolí Kečky, sz. od Badína by zasluhovaly podrobnější sedimentárně-petrografickou studii. V nadloží keuperu vystupuje mocnější, avšak opět čočkovitě vyválcovaná poloha svrchnotriasového dolomitu.

Čočkovitě vyvinutý rhaet je jako obvykle zastoupen většinou *organogenními vápenci* a lumachellami nebo v údolí Rakytoveckého potoka i tmavošedými *písčitými břidlicemi*. Uskřípnutá čočka rhaetu na radiální dislokaci mezi križňanským a chočským příkrovem byla pozorována mezi co 465 a 543 jižně od Skubína. Neobvyklý vývoj rhaetu byl zjištěn v opuštěných lůmcích vápenky v sedle 450 m vsv. od Suchého báně. Těžily se tam vedle šedobílých a pestrých liasových vápenců i *světlešedohnědé* a *narůžovělé celistvé vápence* se zbytky brachiopodové a korálové fauny, obsahující jen místy partie krinoidových vápenců.

Jura ve studovaném terénu vystupuje v plošně poměrně rozsáhlých výchozech. Umožňuje to sledovat velkou faciální rozrůzněnost zejména spodního

l i a s u, který je zastoupen v několika vývojích. V místech, kde sled rhaet—jura není modifikován tektonicky, byly pozorovány pozvolné přechody černých krinoidových vápenců rhaetu zprvu do tmavěšedohnědých a šedočervených *zrnitých vápenců* (rhaetolias) a potom do růžových a světlečervenohnědých *hierlatzských vápenců*. Tak je tomu např. ve stráních nad Rakytoveckým potokem jihozápadně od Lišné skály (co 515), kde můžeme sledovat celý vrstevní sled od keuperu až do neokomu. Na téže lokalitě jsou zastoupeny i červené *slinité vápence hlíznaté* s belemnity a ammonity (adnetská facie) a *šedobílé celistvé vápence* v jejich nadloží. Naproti tomu v jižním okolí Skubína se stýká rhaet se spodním liasem většinou tektonicky. Na sv. svazích Suchého báně, v okolí staré vápenky je lias representován pestrými *cephalopodovými vápenci* s vložkou světle žlutohnědých *oolitických vápenců* (oolithy 1—1,5 mm), tmavošedými *skvrnitými slíny* a dále písčitými, jemně slídnatými *břidlicemi* (grestenská facie) s polohami světlešedých celistvých vápenců. Liasové stáří tohoto pestrého a tektonicky značně postiženého komplexu hornin vyplývá z jeho polohy mezi keuperem (resp. rhaetem) a nadložními vápenci doggeru.

D o g g e r (zčásti snad i svrchní lias) je tvořen deskovitými *pestrými celistvými vápenci* s polohami *radiolariových vápenců* a čočkovitými konkrecemi červenohnědých *rohovců*. Do nadloží přecházejí většinou zvolna do pestrých *břidličných vápenců* m a l m u nebo tektonicky hraničí s neokomem. Isolovaná šupina doggeru je vklíněna mezi rhaetolias a neokom na jz. svahu (co 543) u Skubína.

Přechod deskovitých vápenců doggeru do pestrých břidličnatých vápenců malmu a dále do skvrnitých břidličnatých vápenců neokomu byl pozorován v jv. svazích údolí Rakytoveckého potoka. Na několika místech v záp. okolí Lišné skály zprostředkují přechod mezi jurou a neokomem lavicovité šedobílé *calpionellové vápence*.

4. Mesozoikum chočského příkrovu

Stratigrafický rozsah chočského příkrovu v mapovaném území sahá od werfenu do karnu. Ve w e r f e n u, který ve velkých mocnostech vystupuje v nejvýchodnější části terénu (sz. od Hor. Rakytovců a z. od Kremničky) a na temeni Flosu a patří samostatné šupině chočského příkrovu, bylo možno rozlišit tři celky. První, nejvýchodněji ležící, skládá se z mocného souvrství červených, zelenošedých nebo modrošedých *slídnatých břidlic*, střídajících se s lavicemi šedých a růžově hnědých *křemenců*. Jen velmi zřídka se tu objevuje vložka (0,5—3,0 m) šedých *pískovců*. V nadloží (?) břidličné a křemencové serie se táhne zhruba severojižním směrem 200—600 m široký pruh jednotvárných *bělošedých arkosovitých pískovců* (průměr zrna 1—1,5 mm) neobsahující prakticky žádných vložek. Západně od pískovcového pruhu v sv. svazích Lišné skály leží třetí část

werfenu složená opět z *břidlic* a *křemenců* převážně červeně zbarvených. Petrograficky je opět celkem shodná s nejvýchodnější částí, liší se však od ní přítomností tmavě zelenošedých *melafyrů* a *melafyrových mandlovců*, které vytvářejí uprostřed břidlic a křemenců max. 1 m mocné a silně deformovaná ložní tělesa.

Vlastní masa chočského příkrovu začíná tmavými gutensteinskými vápenci, které jsou redukovány na čočky o mocnosti nejvýše 10 m, zahnětené často do neokomu križňanské serie. Tam, kde jsou aniské vápence vymáčknuty, stýká se s neokomem přímo mohutná masa šedého dolomitu. Petrografickým zpestřením jednotvárných dolomitů jsou 1—5 m mocné čočky *černých* a *černošedých vápenců* podobných aniským. Na několika místech byly pozorovány i polohy šedých rohovcovitých reiflingských vápenců provázených místy reingrabenskými břidlicemi. V jižním okolí hřbitova v Malachově, v okolí Horních Pršan a jz. od Skubína vystupují v dolomitech polohy tmavošedých a rezavých *písčitých drob* representující lunzské vrstvy. Petrografická jednotvárnost dolomitového komplexu a nepravidelné vystupování vložek lunzských vrstev, reiflingských a černých vápenců nedovolily odlišit chočský dolomit od hlavního.

5. Tektonika subtatridních příkrovů

Tektonický poměr obou subtatridních příkrovů v záp. části mapovaného území je normální, t. j. v nadloží križňanského příkrovu leží příkrov chočský. Nebereme-li v úvahu obvyklou tektonickou redukci rhaetu a jury nebo opakování některých souvrství (na př. v keuperu), není stratigrafický sled križňanského příkrovu jako celku nijak tektonicky komplikován. Proto v hluboce zařízntém údolí Rakytoveckého potoka a v jižnější části terénu, zbavené denudací nadložních vulkanitů, chočského příkrovu a neokomu, vystupují spodnější členy križňanské serie od ladinu do jury v normálním stratigrafickém sledu. Pozornost zasluhuje poměrně značné plošné rozšíření doggeru, podmíněné plochými sklony vrstev.

Celá serie, i když v detailu značně provrásněná, zapadá pod sklonem 10—25° k S pod dolomitové masy chočského příkrovu. Na jv. cípu území končí križňanské mesozoikum na zlomu směru JZ—SV, kterým je odděleno od neogénu badínské pánve. Nejasné postavení mají zatím ostrůvky križňanského mesozoika v severním okolí Badína a rhaetu jz. od Dolních Pršan, pokračující sem ze severních svahů údolí Malachovského potoka, kde je nahromaděn ve velkých mocnostech.

Linie nasunutí chočského příkrovu jde vcelku směrem SV—JZ ze severního svahu Suchého báně k Lišné skále. V jejím severním okolí je zastřena vulkanity a tektonickou šupinou chočského werfenu a objevuje se opět

na svazích Horky (co 440) jz. od Králové, kde v zářezu nové silnice do Horních Pršan můžeme pozorovat bloky gutensteinských vápenců a dolomitů chočského příkrovu vevalcované do intensivně zbřidličnatělého neokomu križňanské serie.

V severní části mapovaného území probíhá linie nasunutí chočského příkrovu směrem JV—SZ a je mezi co 431 a 543 druhotně zpříkřena mladými tektonickými pohyby. Podél této dislokace (h 8—9/50° k JZ) poklesla jihozápadní kra chočského příkrovu. Dislokace spolu s mocnou polohou tektonické brekcie je obnažena ve strži pod co 465. Na této dislokaci se stýkají dva naprosto odlišné dolomitové komplexy náležející dvěma tektonickým jednotkám. Križňanský dolomit je černošedý, dobře vrstevnatý a moučkovitě zvětrává a není vůbec prostoupen opálovými žilkami. Chočský dolomit je světlešedý, silně brekciovitý, prošlehán opálovým žilníkem a zvětrává v kavernosní bloky. V poruchovém pásmu jsou místy uskřípnuty čočky rhaetu, liasu doggeru a neokomu, které zapadají k JZ pod chočský příkrov (viz tekt. skizza). Tektonická šupina chočského dolomitu tvoří denudační trosku na vrcholu co 543 severovýchodně od popsané dislokace.

Drobné příkrovové trosky dolomitu ležící na neokomu byly zjištěny též v polesí „Nad bukovinou" jv. od Horních Pršan.

Tektonická situace ve východní polovině území (mezi Horními Rakytovci a silnicí Králová—Pršany) je komplikována mocnou masou werfenu, jehož příslušnost k chočské serii je potvrzena přítomností melafyrů. Jak lze soudit z několika čoček dolomitu, vystupujících zpod východního okraje werfenského komplexu, a ze zapadání dolomitů pod werfen (pozorovaného v postranním údolí asi 800 m zsz. od cihelny v Kremničce) tvoří werfen samostatnou příkrovovou šupinu, přesunutou přes dolomity chočského příkrovu. Tento předpoklad potvrzuje i příkrovová troska werfenu na Flosu, ležící na chočském dolomitu. Je pozoruhodné, že werfenská šupina se nikde nestýká s križňanským příkrovem. Jejich styk je všude maskován denudačními zbytky andesitových vulkanitů nebo pokryvnými útvary.

6. Paleogén

Větší výskyt paleogénu tektonicky zaklesl do križňanského dolomitu u co 496 ve směrném pokračování již popsaného poruchového pásma. Jeho basi tvoří *slepence* s valouny krystalinika, verrukana a mesozoika. Do nadloží přecházejí tyto slepence do *vápnitých foraminiferových pískovců* a dále do jemnozrnných pískovců diagonálně zvrstvených (rourky po červech).

V jv. stráni Suchého báně, asi 400 m jv. od vrcholu, vystupuje drobný ostrůvek paleogénu o rozměrech zhruba 100×200 m. Je tvořen *pískovci*, které přecházejí do *slepenců* (průměr valounů až 7 cm). Materiál valounů je dílem křemenný,

dílem pochází z podložního mesozoika. Zmíněný výskyt paleogénu byl patrně součástí rozsáhlejšího celku v širším okolí a před denudací byl zřejmě uchráněn zaklesnutím do mesozoika a překrytím andesitovými vulkanity, jejichž zbytky jsou dosud zachovány na terénních elevacích mapovaného území.

7. Neogén badínské uhlonosné pánve

Do jižní části terénu zasahuje od jihu severní cíp badínské neogenní pánve, jejíž tektonické omezení proti mesozoiku na severozápadě se podařilo přesně vymapovat. Bylo zjištěno, že badínský neogén se stýká s keuperem a doggerem križňanského příkrovu podél zlomu směru SV—JZ, probíhajícího sedlem 200 m sz. od Kečky (co 497) přes sedlo 200 m sz. Krásného vršku (co 511), v délce asi 2 km. Další jeho pokračování k JZ je zakryto andesitovými pyroklastiky stejně jako severní okraj pánve. Část trhlin provázejících tuto poruchu v blízkosti výchozů uhelné sloje byla vyhojena *kalcitem* nejspíše hydrothermálního původu. Svědčí o tom mohutné kalcitové bloky až $^3/_4$ m^3 veliké, nápadně nahromaděné v tektonicky založené rokli sz. Kečky (co 497).

Z nehojných výchozů badínského terciéru si můžeme utvořit dokonalou představu o stratigrafii pánve. V tomto směru nejvíce napověděly výchozy v rokli sz. od vrcholu Kečky, kde v těsné blízkosti popsaného zlomu vystupuje asi 2 m mocná *sloj lignitického uhlí*, skloněná pod úhlem 40° do nitra pánve. V nadloží sloje leží 2—3 m poloha hnědožlutých, na výchoze rozbředlých a znečištěných *diatomitových břidlic*. Vrstevní sled je zakončen mocnou polohou *andesitových tufů* a *aglomerátů*, které pokrývají celou pánev a budují kopce Kečku, Krásný vršok, Hrádok a j.

Další výchozy neogénu byly nalezeny na několika místech v rokli potoka asi 800 m ssz. od kolonie Baňa. Jsou to modrošedé *písčité jíly* slabě slídnaté a šedé *vrstevnaté jíly* se šmouhami uhelné substance, vodorovně uložené a překryté opět pyroklastiky. V téže rokli přímo proti samotě vycházejí horizontální vrstvy aglomerátů a tufů silně prosáklých hydroxydy železa.

Šedé a hnědé *lupky*, *jílovité břidlice* a vypálené horniny z nadloží sloje lze nalézt na haldách kolem ústí staré těžné štoly u kolonie Baňa, kde jsou nejrozsáhlejší zbytky po starém dolování. Propadlé staré štoly a dobývky jsou dodnes patrné na Krásném vršku.

8. Terciérní vulkanity

Subtatridní mesozoikum je na západě a jihu obklopeno mohutnými masami andesitových vulkanitů Kremnického pohoří. Četné ostrůvkovité výskyty vulkanitů na mesozoiku — denudační trosky kdysi souvislého pokryvu —

tvoří dnes morfologicky výrazné vyvýšeniny v jinak měkkém reliefu krajiny.

Z vulkanických hornin převládají *pyroklastika-aglomeráty* a *tufy* nad masivními *andesitickými lávami*, které v nich tvoří jazykovité proudy nebo mírně ukloněné příkrovy. Pěkné výchozy deskovitě rozpadavých pyroxenických andesitů černošedých barev (zrno 1—3 mm) s vyrostlicemi pyroxenů a plagioklasů (k nimž přistupuje vzácně i něco amfibolu či biotitu) jsou na př. v sz. části Horních Pršan a na jjv. svahu Ždiarce. V jejich nadloží leží mohutné polohy šedých a žlutošedých aglomerátů a popelovitých *tufů*, dobře odkrytých, na př. v zářezu cesty na jv. svahu Lašťoku. Překrásné odkryvy aglomerátů v nadloží badínského tercieru poskytuje též rokle u kolonie Baňa sz. od Badína. Resurgentní materiál aglomerátů tvoří většinou zaoblené bloky masivního andesitu, vzácně až několik krychlových metrů velké. Drobnější úlomky mesozoických nebo krystalických hornin byly pozorovány jen zřídka.

9. Radiální tektonika

V geologické stavbě mapovaného území se značnou měrou uplatňuje r a d i á l n í t e k t o n i k a. Vedle již zmíněného zlomu na sz. okraji badínské pánve porušuje mesozoikum ještě několik poruch s tímto zlomem paralelních. Jeden z význačnějších probíhá údolím sz. od Suchého báně. Také protažení paleogenního ostrůvku u Suchého báně a omezení paleogénu jz. od Skubína jsou způsobeny zlomy téhož směru. Letošní výsledky mapování potvrdily vesměs existenci, charakter a význam radiální tektoniky v této oblasti, zjištěné minulého roku (V. N á p r s t e k — P. R ö h l i c h: Geol. poměry širšího okolí Králík, Tajova a Malachova záp. od Banské Bystrice, 1957, Geologické práce, Zprávy 10). Jde o systém zlomů směrů sv.—jz. a sz.—jv. Tyto poruchy, založené zčásti před paleogénem a zčásti před neogénem, ožily znovu po uložení neogénu. Nasvědčuje tomu nakloněná poloha lignitové sloje a jejího nadloží při okrajovém zlomu badínské pánve.

Hluboce založených vertikálních poruchových pásem v chočském příkrovu (hlavně v dolomitech) a jeho podloží v okolí Pršan a Malachova použily při doznívání metalogenetických procesů spjatých s terciérní vulkanickou činností, hydrothermální roztoky bohaté na SiO_2 a vyhojily je *opálem*. Opálové výplně, často překrystalované v *chalcedon* a křemen (žíly a žilníky) drcených pásem v dolomitech pokládáme za d e g r a d o v a n é n í z k o t e m p e r o v a n é r u d n í ž í l y, v nichž rudní složka bývá přítomna jen zřídka ve formě konkrecionálních útvarů *limonitu* (druhotného?) nebo vzácně i dispersně rozptýleného *haematitu*. Souvislost vzniku opálových žilníků s hydrothermální metalogenetickou činností potvrzuje i blízkost známých ložisek rumělky západně od Malachova.

Dolomity protkané sítivem opálových žilek se v morfologii krajiny uplatňují

nezvyklými bizarními tvary skalek na jižních svazích údolí Malachovského potoka mezi Královou a Malachovem („měsíční krajina").

10. Nerostné suroviny

Mimo uvedené zbytky po dolování lignitu v badínské pánvi a příležitostné domácké těžbě opálu (v okolí Horních Pršan) je třeba se zmínit o nevelikém, ale zajímavém ložisku železné rudy, která se dobývala v t. zv. „Železných jamách", asi 300 m sz. od co 500, sz. od Badína. Ložisko bylo otevřeno s povrchu skupinou obvalů a třemi krátkými, dnes zapadlými štolkami, raženými do jv. úbočí Suchého báně. Podle zbytků rudy na halďách byly předmětem kutání *„železité opály"* a větráním z nich vzniklé kůry a konkrece celistvého *limonitu*, prostupující dolomitovou polohu uprostřed keuperských břidlic. Přítomnost opálu ve výchozech dolomitu v bezprostřední blízkosti ložiska nasvědčuje tomu, že genese ložiska, stejně jako opálových žílníků v okolí Hor. Pršan a jz. od Skubína, je spjata s doznívánim hydrothermální činnosti, vázané na andesitový vulkanismus.

11. Mladší útvary

Z mladších útvarů jsou nejzajímavější terasy Hronu, rozšířené při východním okraji mapované oblasti. Nejspodnější skupina teras vystupuje asi 5 m nad alluviální nivu Hronu podél silnice B. Bystrica—Zvolen a leží ve výšce kolem 345 m n. m. a směrem k jihu se vytrácí. Druhá skupina teras záp. od Radvaně má úroveň 370—380 m n. m. Třetí, morfologicky velmi výrazná skupina teras leží ve výšce kolem 430—440 m n. m. na plošině kolem hřbetu Hôrka jz. od Králové a na terénním stupni záp. od Kremničky a Horních Rakytovců. Zatím neurčitého stáří jsou štěrky, roztroušené ve výškách 500—540 m n. m. v polích kolem silnice z Králové do Hor. Pršan. Mohlo by snad jít o vysoké terasy Malachovského potoka, avšak ani neogenní stáří těchto štěrků není vyloučeno. Drobné valouny křemene, pozorované často v podloží andesitových vulkanitů a které jsme při loňských výzkumech v okolí Kordíků (J. Jaroš — J. Losert: Geol. poměry mezi Harmancem a Tajovem sz. od B. Bystrice, 1957, Geologické práce, Zprávy 10) pokládali za neogen, jsou ve skutečnosti zčásti ještě paleogenního stáří. Ukázalo se tak při letošním doplňovacím mapování 3 km záp. od Harmance, kde byly v zářezu nové lesní cesty v sedle mezi co 591 a 931 odkryty lavice pískovců a slepenců, zcela totožných s paleogénem v okolí Králíků. Uvolněné křemenné valouny, které připomínaly neogenní štěrky, vznikly jejich rozvětráním.

Při vých. okraji Badína byly zjištěny dva travertinové výskyty, vy-

tvářející slabě nad okolní terén vyvýšené pahrbky. Vznikly kolem vývěrů slabě železité vody.

Z pokryvných útvarů jsou nejrozšířenější svahové hlíny, obsahující téměř vždy roztroušené bloky a balvany andesitu.

5. XII. 1956

Katedra geologie a nerostných surovin
geologicko-geografické fakulty,
Karlova universita, Praha

JIŘÍ LOSERT–VLADIMÍR NÁPRSTEK

RÉSULTATS DE LEVÉS DE CARTE GÉOLOGIQUE ENTRE BADÍN, TAJOV, ET BANSKÁ BYSTRICA

Dans la région qui a fait l'objet de nos études on a pu distinguer les unités géologiques suivantes: 1. Nappes subtatriques de la Krížna et du Choč, 2. Paléogène, 3. Néogène (dépôts du bassin de Badín et roches volcaniques), 4. Formations plus jeunes.

Dans la série stratigraphique de la nappe de la Krížna on observe, de bas en haut, le Werfénien, les dolomies ladiniennes, le Keuper, constitués de schistes bariolés alternant avec des grès et des dolomies, qui est surmonté de calcaires noirs à Crinoïdes et de schistes gris appartenant au Rhétien. Dans les environs de Suchý Báň, le Rhétien offre un faciès quelque peu différent: calcaires compacts clairs gris-brun et roses à Brachiopodes. Le Lias a des faciès très variés. Le plus fréquents est celui des calcaires rouges d'Adneth à Ammonites et des calcaires de Hierlatz à Crinoïdes. Le faciès de Gresten est représenté par des schistes gréseux contenant par places des calcaires oolitiques. Les marnes tachetées ont également été observées. Le Dogger est constitué de calcaires en plaquettes à Radiolaires qui passent aux calcaires schisteux du Malm et aux calcaires marneux du Néocomien. La structure de la nappe de la Krížna est presque partout simple, et les différents membres se succèdent normalement dans la série stratigraphique.

Le Werfénien de la nappe du Choč est constitué de schistes bariolés et de quartzites. Dans les assises tout supérieures(?), on observe des masses interstratifiées de mélaphyre. Le Werfénien forme ici une écaille indépendante poussée sur les dolomies de la nappe du Choč (voir esquisse tectonique). La nappe du Choč elle-même débute par les calcaires de Gutenstein. Sa plus grande partie est constituée de puissantes masses de dolomies contenant des intercalations de calcaires marneux noirs, de couches de Lunz et de calcaires de Reifling.

Les îlots de conglomérats et de grès paléogènes qu'on observe au NW de Badín et au SW de Skubín se sont conservés parce qu'ils ont été enfoncés dans le Mésozoïque le long des affaissements de direction SW—NE et NW—SE. Dans la partie sud de la région s'étend, venant du Sud, une proéminence du bassin de Badín remplie d'argiles gréseuses, d'argiles schisteuses, de schistes et de diatomites; des couches de lignite y sont contenues. Le bassin entier est recouvert par des roches andésitiques (produits de projection et laves) des Montagnes de Kremnica qui avoisinent le Mésozoïque à l'Ouest et au Sud. La proportion des agglomérats et des tufs est supérieure à celle des andésites à pyroxène.

Dans les environs de Malachov on observe souvent l'opale remplissant les nombreuses fissures qui existent dans les dolomies du Choč écrasées. Un petit gisement de minerais de fer dans les dolomies du Keuper est connu au SE de Suchý Báň. La présence de l'opale dans

les affleurements de dolomies au voisinage immédiats dudit gisement et non loin des gîtes bien connus de cinabre de Malachov prouve que la genèse du gisement de minerais de fer et les veines d'opale se trouvent en rapport avec les phénomènes hydrothermaux liés aux manifestations volcaniques qui ont eu lieu au Néogène et donnèrent des roches andésitiques.

Quant aux formations plus jeunes, il convient de mentionner les terrasses du Hron (situées à 345, 370—380 et 430—440 m d'altitude) et les cailloutis néogènes(?) des alentours de Horné Pršany. Près de Badín existe un petit gisement de travertin.

5. XII. 1956

Faculté de géologie et de géographie
de l'Université Charles, Praha

Traduit du tchèque par Valentine Andrusov

MIROSLAV DOVOLIL—JOSEF JAROŠ

GEOLOGICKÉ POMĚRY ÚZEMÍ MEZI RIEČKOU, PODLAVICEMI A SVATÝM JAKUBEM, SEVEROZÁPADNĚ OD BANSKÉ BYSTRICE

Listy spec. map Mošovce — 4462 a B. Bystrica — 4562

(Francouzské resumé)

Úvod

V r. 1956 jsme pokračovali v geologickém mapování sz. okolí Banské Bystrice na nových vrstevnicových mapách měřítka 1:20 000 (listy Malachov 20—24 a Banská Bystrica 10—24). Zmapované území je součástí oblasti zkoumané kolektivem KU vedeným akademikem R. Kettnerem. Naše mapování navazuje na výzkumy J. Jaroše a J. Loserta z r. 1955 na západě a Vl. Náprstka a J. Loserta z r. 1956 na jihu.

Severní hranicí je okraj obou mapovaných listů, východní hranici tvoří řeka Bystrica a jižní Tajovka. Západní hranice probíhá východně od Tajova a Riečky přes Čmelov Grúň a je shodná s východním okrajem listu 4462/3-d, použitého při loňském mapování.

Morfologicky je terén značně členitý. Vcelku se svažuje od severu (Ostrý vrch 899 m) k jihu (ústí Tajovky do Hronu 341 m).

Geologické poměry

Celé studované území je budováno krížnianským příkrovem s téměř úplným stratigrafickým sledem. Existenci chočského příkrovu nelze s jistotou prokázat. Je však možné, že k tomuto příkrovu náležejí některé svrchní části dolomitového komplexu v širším okolí Ostrého vrchu.

Stratigrafie

V podloží mesozoika subtatranského příkrovu je vyvinuto v e r r u k a n o. Vystupuje u křižovatky silnic mezi Tajovem a Podlavicemi a dále v blízkém okrouhlíku u Skubínského mlýna. Jsou to červenohnědé, místy též zelenošedé hrubozrnné pískovce až drobnozrnné slepence, někdy arkosové, masivní nebo

lavicovité, rozpukané. Červenohnědě zbarvené slepence jsou rozpadavější, zelenošedé pevnější.

Styk verrukana s nadložním werfenem lze pozorovat v zářezu silnice do Riečky asi 100 m od kóty 425. I když je styčná linie maskována ssutí, je možné poměrně přesně stanovit rozhraní mezi oběma útvary na základě odlišného lithologického charakteru jejich sedimentů. Na málo vytříděné pískovce a slepence verrukana se ukládají vytříděné pískovce až arkosové křemence werfenu.

Werfen buduje nižší svahy údolí Riečanky a vystupuje též na okrouhlíku u Skubínského mlýna a severně od Čmelova Grúňa. Podobně jako u Riečky je werfen souvrství střídajících se poloh kvarcitových a břidličných. Kvarcity až pískovce jsou převážně šedavé, místy narůžovělé až světle červenohnědé, arkosové. Střídají se v mocnějších polohách s převážně červenohnědými, jen vzácně šedými až nazelenalými slídnatými jílovitými břidlicemi. Střídání psammitických a pelitických poloh se dobře odráží v morfologii terénu a navíc je vyznačeno pramenními liniemi při svrchní straně břidličných poloh.

Gutensteinské vápence (anisien) běžného typu (s hustou nepravidelnou sítí jemných kalcitových žilek) vystupují v údolí Biela hlína v podloží dolomitů, v tektonickém okně. D. Štúr 1868 uvádí je též od ústí Riečanky do Štiavničky východně od Tajova s nálezem druhu *Encrinus liliiformis* Lam. V údolí Riečanky spočívají na werfenu přímo dolomity.

Ladin a karn jsou ve studovaném území tvořeny dolomitovým komplexem, budujícím severní a jižní kraj a celou západní polovinu území. Base dolomitové masy je, hlavně při její jižní straně severně od Podlavic, silně drcena. Drobné ostrohranné úlomky dolomitů a vzácně i střípky podložních červených břidlic werfenu jsou tmeleny světle žlutohnědou, poměrně pevnou karbonátovou základní hmotou. Tato tektonická brekcie má na výchozech vzhled tak zvaných „buněčnatých dolomitů". Je tedy možné, že některé polohy buněčnatých dolomitů, dosud mapované jako stratigrafické horizonty, jsou tektonického původu.

Dolomity jsou světlešedé i tmavěšedé, jemnozrnné. Ve spodní části komplexu na levém svahu údolí Riečanky a západně od Svatého Jakuba jsou v nich větší čočkovité polohy tmavěšedých jemnozrnných vápenců až dolomitických vápenců.

Tmavěšedé až tmavěšedozelené lunzské pískovce a slídnaté jílovité břidlice tvoří uvnitř dolomitů jen drobné čočky, v hojné dolomitové ssuti těžko sledovatelné. Vyskytují se na hřbetu Lackova, na levém úbočí horní části údolí Laskomer a nad dolomitovými lomy severně od Podlavic. Dobře odkrytá je poloha lunzu severovýchodně od Podlavic na pravém břehu potoka Laskomeru. Lunz je zde uložen zřetelně mezi dvěma dolomity. Je odkryt v mocnosti asi 5 m. Ve spodní části převládají spíše pískovce, ve svrchní části břidlice. Je to lokalita označovaná D. Štúrem jako „Pulver Mühle" při cestě z Podlavic

do Banské Bystrice. D. Štúr uvádí ještě několik dalších lokalit z údolí Laskomer. V té části území, kde nelze lunz vymapovat, nebo kde není vyvinut, nedá se od sebe odlišit dolomit střednotriasový od svrchnotriasového.

Karpatský keuper (norien) je poměrně značně rozšířen po obou stranách údolí potoka Laskomer. V cihlově červených, červenofialových, šedých až jablečně zelených, slabě dolomitických jílovcích jsou uloženy lavice pískovců a dolomitů. Pískovce, místy až křemence, hojné ve spodní části souvrství, mají vytříděný klastický materiál spojený často železitým tmelem. Jsou šedé, rezavě skvrnité, nebo rezavě zabarvené. Ve vyšších částech keuperu jsou místy dosti hojné až několik metrů mocné polohy světlenazelenalých až namodralých celistvých dolomitů.

Rhaet se vyskytuje hlavně ve východním svahu údolí potoka Laskomer a v mohutném souvrství západně od Svatého Jakuba, kde tvoří strmé svahy a vysoké skalní stěny na pravém břehu Bystrice. Jsou to tmavěšedé, celistvé až organodetritické vápence (místy až brachiopodové lumachely s ramenonožcem rodu Terebratula nebo s trsy Hexacorallií). Navětrávají do světlešeda, modrošeda až rezavohněda. Rhaetské vápence (kössenské vrstvy) uvádí již D. Štúr (1868) spolu s nálezem druhu *Terebratula gregaria* S s s.

Severně od Podlavic je možno sledovat na několika drobných skalkách plynulý přechod z tmavěšedých krinoidových rhaetských vápenců do červenavých, též krinoidových vápenců liasových přibýváním červené barvy (rhaetolias).

Lias jsme zastihli ve facii adnetské i hierlatzské. Severně od Podlavic a jihovýchodně od Ostrého vrchu se vyskytují masově červené, po navětrání růžové, téměř celistvé vápence adnetského vývoje s ammonitovou faunou. Vápence hierlatzského vývoje tvoří skály na hřebenu mezi Ostrým vrchem a kopcem Laskomer u kóty 746. Jsou světlešedé, narůžovělé, poměrně hrubě zrnité a obsahují rostra belemnitů a brachiopoda. Tento výskyt znal již D. Štúr (1868) a uvádí odtud druh *Rhynchonella greppini* O p p.

Dogger je vyvinut u kóty 746 ve spodní části jako světlemodrošedé nepravidelně vrstevnaté celistvé vápence, ve svrchní části jako kompaktní vápence růžových barev s radiolariovými rohovci. Vápence jsou nejčastěji šedé, hnědé až červenohnědé, s rohovci většinou téže barvy.

Malm byl zjištěn severně od Podlavic jako světlečervenofialové až světlezelenavé, tence vrstevnaté celistvé vápence v těsném podloží neokomu. Na východním úbočí údolí potoka Laskomer a na východním svahu Ostrého vrchu jsou na styku jury a neokomu vyvinuty *calpionellové vápence* (tithon-berrias). Jsou to modrošedé, šedé a světležlutohnědé celistvé vápence velmi hladkého povrchu, tence deskovité až lavicovité. Jejich přechod do podloží i nadloží je pozvolný.

Neokom. Severně od Podlavic na kopci Laskomer a na jeho svazích ke Kostiviarské, označovaný D. Štúrem (1868) jako skvrnité slíny, jsou šedé

nebo světlehnědavé, po navětrání světlešedé, dobře vrstevnaté vápence až slínité vápence se sklonem k detailnímu provrásnění. Na jihovýchodním svahu Laskomer byly v mapě rozlišeny v oblasti neokomu pestré, převážně červenavé a zelenavé slinité vápence, nejspíše malmského stáří. Jejich nejasná tektonická posice ztěžuje přesnější stratigrafické zařazení.

Tektonika

Vzhledem k malému rozšíření verrukana nelze rozhodnout o charakteru jeho styku s mesozoikem križnianského příkrovu. (V okolí Harmanecké papírny je mezi oběma útvary angulární diskordance.)

Západní část území, ač orograficky vyšší, je tvořena staršími horninami: verrukanem, werfenem, gutensteinskými vápenci a dolomity s lunzem. Tato část má vcelku jednoduchou tektonickou stavbu: souvrství jsou uložena vodorovně, nebo jen mírně ukloněna k jihu nebo k východu. Tak křemencové polohy ve werfenu téměř sledují ve svém průběhu vrstevnice terénu (místy jsou břidličné polohy mezi křemenci vymáčknuty). Také dolomitový komplex je ve své západní části klidně tektonicky uložen, jak o tom svědčí téměř vodorovné uložení čočky vápenců a lunzu.

Západní část území je součástí příčné elevace, v jejímž jádře vystupuje u Riečky mocné souvrství werfenu z podloží vyššího mesozoika subtatranských příkrovů. Západně od Riečky zapadají potom vrstvy směrem od této elevace k jihu a k východu.

Východní část území má tektonickou stavbu poměrně složitější. Mírně ukloněné křídlo příčné elevace (viz výše) tam přechází do příčné deprese, místy detailněji provrásněné. Západní křídlo této příčné deprese je prořízнuto údolím potoka Laskomer. Je tvořeno mladšími souvrstvími križnianského příkrovu: keuperem, rhaetem, jurou a neokomem. Neokom vystupuje pak na rozsáhlejším území na kopci Laskomeru a na jeho východních a jihovýchodních svazích. Od dolomitového komplexu směrem k východu přicházíme do stále mladších a mladších útvarů, které probíhají šikmo po svazích údolí Laskomer. Náhlé příčné ohnutí križnianského příkrovu můžeme pozorovat již podle průběhu čoček lunzu v okolí kóty 688 a severně od Podlavic a podle průběhu hranice dolomit—keuper na západní straně údolí potoka Laskomer a severně od Podlavic, kde se půlkruhovitě ohýbá. Keuper tam tvoří synklinálu uloženou v dolomitech. V jádře této brachysynklinály jsou na keuperu uloženy útvary mladší: rhaet, lias, dogger, malm a neokom. V severní části území, jihovýchodně od Ostrého vrchu se vyskytují rhaet, lias, dogger a tithon spolu zvrásněné ve složité synklinorium, na jihozápadě i severovýchodě ohraničené dolomity. Tyto dolomity leží v severovýchodní části území na podložním rhaetu a juře diskordantně a mohou patřit tedy buď k vyšší dílčí tektonické jednotce križňanského příkrovu, případně

k chočskému příkrovu. Nejpravděpodobnější však je, že rhaet až calpionellové vápence jsou zde zaklesnuty do dolomitů podle příčných dislokací směru h 10—11. Neokom budující kopec Laskomer a jeho východní a jihovýchodní svahy je součástí jádra příčné deprese, prohlubující se ve východní části území dále východním směrem.

Tektonicky zajímavým zjevem v mapovaném území je poměrně mocná, čočkovitě vyvinutá poloha dolomitických brekcií na jižní straně dolomitového komplexu v údolí Riečanky a severovýchodně od Podlavic, mající vzhled tak zvaných „buněčnatých dolomitů". Jsou tektonického původu a dokazují diferenciální pohyby na spodní části dolomitové masy na jejím styku s mohutným souvrstvím werfenu. Lze tedy verrukano a werfen u Riečky, v údolí Riečanky a u Skubínského mlýna považovat za do jisté míry samostatnou dílčí tektonickou jednotku. (Mluví pro to i místní diskordantní poměr dolomitů a werfenu v severním okolí Riečky.)

Z mladých pokryvných útvarů je třeba zmínit se o travertinech v údolí Biela hlína a terasách Tajovky a Bystrice ve výšce 400 m u Svatého Jakuba a 370 m u Banské Bystrice. (Tento spád Bystrice v době akumulace teras odpovídá i dnešnímu spádu toku: Svatý Jakub 370 m, u Banské Bystrice 340 m.) Terasy jsou ve výšce kolem 30 m nad dnešní úrovní řek.

Pozornost zasluhují výskyty minerálních vod geneticky spojené s mladou vulkanickou činností s obsahem juvenilního CO_2. Zřejmě tu jde o kyselky pohronské oblasti, vyznačující se zvýšeným obsahem $Ca^{\cdot\cdot}$, HCO_3' a SO_4''. Jejich teplota je mírně zvýšená proti průměrné roční teplotě. Kyselka v údolí Tajovky u banskobystrického plážového koupaliště je zachycena mělkým jímáním v aluviálním náplavu. Při vydatnosti kolem 10 l/min byl stanoven obsah volného kysličníku uhličitého 1950 mg/kg. Další rozptýlené nezachycené výrony byly zjištěny v odvodňovací rýze a byly též odkryty při stavbě stadionu pod vrstvou humolitu na pravém břehu potoka. Je zajímavé, že rozptýlené výrony leží na linii severojižního směru, rovnoběžně s údolím Hronu v úseku mezi Banskou Bystricí a Zvolenem. Na území mapovaném loňského roku vyvěrá kyselka 1,5 km jihojihovýchodně Harmanecké papírny v údolí Malé Cenovo. Pramen o vydatnosti asi 2 l/min při obsahu volného CO_2 1350 mg/kg a teplotě 7,5 °C je zachycen dřevěnou jímkou. V okolí vývěru vznikla mocná vrstva travertinu.

Mimo větší množství dnes již většinou opuštěných lomů v dolomitech (severně od Podlavic) a v rhaetských vápencích (u Svatého Jakuba) je třeba uvést nově zakládaný velkolom v neokomských slinitých vápencích západně od Kostiviarské pro cementárnu v Šalkové.

27. XII. 1956

Katedra geologie geologicko-geografické fakulty
Karlovy university, Praha

MIROSLAV DOVOLIL—JOSEF JAROŠ

ETUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE RIEČKA, PODLAVICE ET SVÄTÝ JAKUB AU NW DE BANSKÁ BYSTRICA

En 1956, les auteurs ont poursuivi les levés de carte géologique dans les environs NW de Banská Bystrica. La nappe de la Krížna y est représentée par presque tous ces membres stratigraphiques. La présence de la nappe du Choč n'a pas pu être prouvée avec certitude. Il se peut, pourtant, que c'est à elle qu'il faut attribuer une partie des assises du complexe dolomitique des environs du mont Ostrý vrch. Dans le soubassement du Mésozoïque de la nappe subtatrique, on voit apparaître le Verrucano constitué de conglomérats et de grès rouge-brun, parfois vert-gris. Au alentours du croisement des routes près de Skubinský mlyn, le Verrucano est surmonté d'une alternance de grès arkosiques et de quartzites avec des schistes argileux du Werfénien. La région est constituée en grande partie par des roches dolomitiques. Les calcaires de Gutenstein apparaissent dans une fenêtre tectonique dans la vallée de la Biela Hlina. Les couches de Lunz s'observent par places en petites lentilles au sein des dolomies. Les autres membres de la série mésozoïque, représentés par les grès et les dolomies du Keuper, les calcaires détritiques rhétiens, le Lias à faciès d'Adneth et à faciès de Hierlatz, les calcaires à silex du Dogger et les calcaires à Calpionelles, constituent les versants de la vallée du torrent Laskomer. Des rochers de calcaires rhétiens s'élèvent aussi à l'W de Svätý Jakub. Les pentes E et SE de la colline Laskomer (cote 632) sont formées par les calcaires marneux du Néocomien.

Dans la partie occidentale, plus élevée, de la région, apparaissent des formations plus anciennes: Verrucano, Werfénien, calcaires et dolomies de Gutenstein, couches de Lunz. On n'observe pas de déformations tectoniques de qelques importance. Cette partie de la région représente le flanc SE de l'élévation transversale des environs de Riečka. La partie orientale, formée de séries mésozoïques plus jeunes (Keuper—Néocomien) inclinées vers l'Est et finement plissotées, appartient au flanc ouest de la dépression qui s'accentue dans la direction E. Il est intéressant de signaler la présence d'un niveau de brèches dolomitiques à la base du complexe formé de cargneules.

27. XII. 1956

Chaire de géologie de la Faculté de géologie et de géographie de l'Université Charles. Prague

Traduit du tchèque par Valentine Andrusov

SILVESTER KRAJČOVIČ

DIPÓLOVÁ GEOELEKTRICKÁ SONDÁŽ ROVNOSMERNÝM PRÚDOM

(Anglické resumé)

Úvod

Pri praktických geoelektrických meraniach v teréne používame rozličné meračské schémy. Najznámejšie meračské schémy sú Wennerova a Schlumbergerova. Každá schéma má určité výhody a určité nevýhody. Výhodou Wennerovho usporiadania je hlavne to, že sýtiace elektródy A, B a meracie elektródy M, N sú rozložené na jednej priamke a ich vzájomná vzdialenosť je rovnaká, čiže platí vzťah: $\overline{AM} = \overline{MN} = \overline{NB}$. Táto okolnosť veľmi zjednodušuje výpočet zdanlivého špecifického odporu ako aj vytyčovacie práce v teréne. Nevýhodou tejto schémy je, že pri maximálnych rozstupoch sýtiacich elektród býva vzájomná vzdialenosť meracích elektród pomerne veľká a môže dosiahnuť pri meraniach nad naftovými štruktúrami až 5 km. Pri takýchto vzdialenostiach sa začínajú v meracom okruhu prejavovať vplyvy telurického prúdového poľa, ktoré spôsobujú nepravidelné výchylky ručičky galvanometra.

Okrem toho vystupuje tu aj iný faktor — polarizácia elektród, ktorej veľkosť závisí od použitého materiálu elektródy (meď, železo), od chemického stavu a koncentrácie solí, ktoré sú obsiahnuté v povrchovej vrstve a od iných okolností. Pri veľkých vzdialenostiach nenachádzajú sa meracie elektródy v rovnakom materiáli a rozdiel elektródnych potenciálov, vyvolaný polarizáciou elektród môže dosiahnuť ± 250 mV, ba v nepriaznivých prípadoch aj viac. Prúd, ktorý vznikne v meracom okruhu, môže vychýliť ručičku galvanometra aj mimo stupnicu. Preto sme nútení použiť kompenzátor polarizácie a takto vylúčiť vplyv potenciálového rozdielu, vyvolaného polarizáciou elektród.

Treťou prekážkou pri geoelektrických meraniach je indukcia. V okruhu MN sa indukuje pri zapnutí a vypnutí sýtiaceho zdroja elektrického prúdu elektromotorická sila, ktorá je úmerná koeficientu vzájomnej indukcie

medzi okruhmi AB a MN [1, str. 243]. Koeficient samoindukcie môžeme zmenšiť alebo oddialením oboch okruhov od seba alebo skrátením dĺžky okruhu MN. Na vylúčenie tohto vplyvu musíme pri veľkom rozstupe meracích elektród použiť kompenzátor indukcie, aby sme dostali výsledky o žiadanej presnosti.

Pri Schlumbergerovej metóde neprichádza vplyv polarizácie elektród a vplyv telurického prúdového poľa k takému uplatneniu, ako pri Wennerovej metóde, ale zase vystupuje vo väčšej miere ako pri Wennerovej metóde iný faktor — povrchový efekt [1, str. 246], ktorý je tým väčší, čím väčšia je vzdialenosť sýtiacich elektród.

Okrem uvedených skutočností majú obidve spomínané metódy jednu základnú nevýhodu, a to veľké množstvo káblov. Aby káble mali požadované fyzikálne vlastnosti (malý špecifický odpor, dobrú izoláciu, pevnosť v ťahu, odolnosť voči atmosferickým vplyvom), musia byť pomerne hrubé a ťažké. A keď si uvedomíme, že bude treba (najmä pre teoretické štúdiá) robiť geoelektrickú sondáž až do hĺbky 150—200 km [2], vidíme, na aké veľké ťažkosti narážajú obidve spomínané metódy. Takéto hĺbkové geoelektrické sondážne práce sa budú robiť pomocou iných meračských schém, hlavne pomocou dipólovej geoelektrickej sondáže.

Ale aj pri menších prácach sme často nútení — s ohľadom na topografické nerovnosti, veľké prírodné prekážky (rieky, jazerá) pristúpiť k dipólovej sondáži. Okrem toho nevystačíme vždy v teréne s pomerne malými sýtiacimi prúdmi, ale sme nútení použiť prúd o intenzite až 5 ampérov, najmä v oblastiach, kde je povrchová vrstva o malom špecifickom odpore. Sme preto nútení uchýliť sa k dipólovej geoelektrickej sondáži. Prednosti dipólovej sondáže v porovnaní s horespomínanými metódami sú tieto: 1. malá dĺžka káblov, 2. možnosť sýtenia prúdom o veľkej intenzite, 3. zníženie vplyvu povrchového efektu a indukcie. Pravda, dipólová geoelektrická sondáž má aj nevýhody, z ktorých treba spomenúť aspoň tieto: 1. nutnosť merať rozdiel potenciálov a intenzitu v bodoch navzájom veľmi vzdialených, 2. potreba zdrojov elektrického sýtenia a väčšej intenzite, 3. vplyv nehomogenity povrchovej vrstvy na zdanlivý špecifický odpor, 4. nestálosť bodu, ku ktorému sa vzťahuje sondáž.

Všetky spomínané okolnosti treba uvážiť pred rozhodnutím, akú meračskú schému chceme použiť v tom ktorom teréne a len potom sa rozhodnúť, či použijeme dipólové usporiadanie alebo niektoré z horeuvedených usporiadaní.

Dipólové potenciálové usporiadanie

Pre nekonečný vodivý polpriestor, ohraničený rovinou zemského povrchu, platí pre potenciál v bode M, ktorý sa nachádza na zemskom povrchu vo vzdialenosti r od zdroja prúdu A, tento vzťah

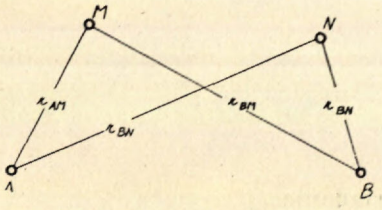
$$V_M = \frac{\varrho I}{2\pi r}, \tag{1}$$

kde ϱ je špecifický odpor vodivého prostredia a I je intenzita prúdu. Pri sýtení dvoma sýtiacimi elektródami A a B dostaneme pre potenciál

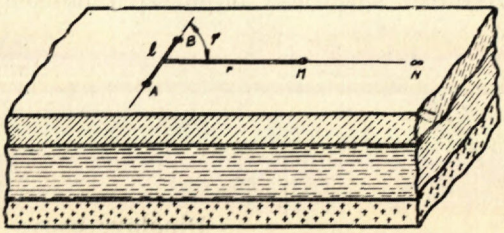
$$V_M = \frac{\varrho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right), \tag{2}$$

lebo v bode B sa nachádza zdroj elektrického prúdu o intenzite $-I$. Konečne pre rozdiel potenciálov v bodoch M a N (obr. 1) dostaneme

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\varrho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} + \frac{1}{r_{BN}} - \frac{1}{r_{AN}}\right). \tag{3}$$



Obr. 1. Štvorelektródne usporiadanie.



Obr. 2. Dipólové potenciálové usporiadanie.

Z rovnice (3) je zrejmé, že rozdiel potenciálov ΔV bude závisieť pri konštantnej intenzite a pri konštantnom špecifickom odpore len od vzájomného usporiadania elektród A, B a meracích elektród M, N. Nech obidve sýtiace elektródy sa nachádzajú v malej vzdialenosti l, takže tvoria dipól (obr. 2). Meraciu sondu M položme do vzdialenosti r od stredu dipóla, a to na priamku, ktorá zviera s osou dipóla uhol φ. Druhá meracia sonda nech je v nekonečne (prakticky postačuje, ak $\overline{MN} > 10r$). Takéto usporiadanie elektród a sond voláme dipólové potenciálové usporiadanie.

Pre výpočet potenciálu dipóla v bode M použijeme vzorec (2). Dostaneme s ohľadom na kosínovú vetu, ktorá platí v trojuholníku ABM, tento vzťah

$$V_d = \frac{\varrho I}{2\pi}\left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{l}{2}\right)^2 - rl\cos\varphi}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{l}{2}\right)^2 + rl\cos\varphi}}\right]. \tag{4}$$

Ak $l \ll r$, môžeme výraz $\left(\frac{l}{2}\right)^2$ zanedbať, keď sme výrazy v rovnici (4) rozvinuli v rad. Pre potenciál dipóla dostaneme

$$V_d = \frac{\varrho I}{2\pi r}\left\{1 + \frac{1}{2}\frac{l}{r}\cos\varphi + \ldots - \left[1 - \frac{1}{2}\frac{l}{r}\cos\varphi + \ldots\right]\right\} \approx$$

$$\approx \frac{\varrho I}{2\pi r}\frac{l}{r}\cos\varphi = \frac{\partial V_M}{\partial r}\frac{\partial r}{\partial l}l, \tag{5}$$

kde sme označili ako V_M potenciál v bode M, vyvolaný bodovým zdrojom rovnosmerného prúdu intenzity I, ktorý by sa nachádzal v strede dipóla. Pre zdanlivý špecifický odpor platí teraz

$$\varrho_{zd} = \frac{2\pi r^2}{l\cos\varphi}\frac{V_d}{I}. \tag{6}$$

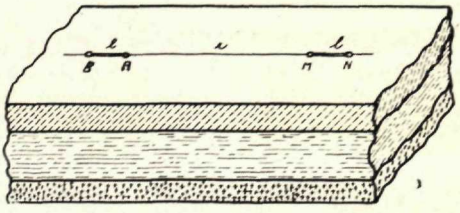
V prípade, že bod M sa nachádza na osi dipóla ($\varphi = 0°$), dostaneme pre zdanlivý špecifický odpor zjednodušený vzťah

$$\varrho_{zd} = \frac{2\pi r^2}{l}\frac{V_d}{I}. \tag{6'}$$

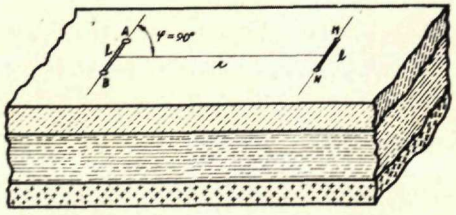
Dipólové osové usporiadanie

Položme teraz $\varphi = 0°$ a elektróda N nech sa nachádza vo vzdialenosti l od elektródy M. Dostaneme dipólové osové usporiadanie (obr. 3). Pre rozdiel potenciálov v bodoch M a N dostaneme dosadením do rovnice (3) tento výraz

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\varrho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r-l} - \frac{1}{r} - \frac{1}{r} + \frac{1}{r+l}\right) = \frac{\varrho I l^2}{\pi r(r^2 - l^2)}. \tag{7}$$



Obr. 3. Dipólové osové usporiadanie.



Obr. 4. Dipólové ekvatoreálne usporiadanie.

Zdanlivý špecifický odpor pre dipólové osové usporiadanie je potom určený rovnicou

$$\varrho_{zd} = \pi r \frac{r^2 - l^2}{l^2} \frac{\Delta V}{I} = \frac{\pi r}{l}(r^2 - l^2)\frac{E_d}{I}, \tag{8}$$

kde E_d je intenzita dipóla.
Pre prípad, že $l \ll r$, rovnica sa zjednoduší na tvar

$$\varrho_{zd} = \frac{\pi r^3}{l^2}\frac{\Delta V}{I} = \frac{\pi r^3}{l}\frac{E_d}{I}. \tag{8'}$$

Dipólové ekvatoreálne usporiadanie

Toto usporiadanie sa odlišuje od osového usporiadania tým, že meracie elektródy M, N sa nachádzajú v určitej vzdialenosti r meranej kolmo na os dipóla. Vzájomná vzdialenosť elektród je označená ako l (obr. 4). Pre rozdiel potenciálov v bodoch M a N platí potom

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\varrho I}{\pi r}\left(1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{l}{r}\right)^2}}\right) =$$

$$= \frac{\varrho I}{\pi r}\left\{1 - \left[1 - \frac{1}{2}\left(\frac{l}{r}\right)^2 + \frac{3}{8}\left(\frac{l}{r}\right)^4 + \dots\right]\right\}. \tag{9}$$

Keď $r \gg l$, môžeme vyššie ako druhé mocniny v rade zanedbať a dostaneme jednoduchý výraz pre zdanlivý špecifický odpor

$$\varrho_{zd} = \frac{2\pi r^3}{l^2}\frac{\Delta V}{I} = \frac{2\pi r^3}{l}\frac{E_d}{I}. \tag{10}$$

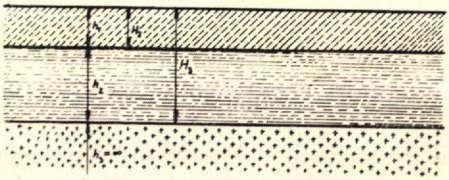
Elektrické pole vo zvrstvenom prostredí

Nech je homogénny a izotropný vodivý polpriestor, ohraničený rovinou zemského povrchu, vyplnený tromi horizontálnymi vrstvami o mocnostiach h_1; h_2; h_3 a o špecifických odporoch ϱ_1; ϱ_2; ϱ_3, pričom zvislo merané vzdialenosti stropov druhej a tretej vrstvy od zemského povrchu sme označili ako H_2 a H_3 a mocnosť tretej vrstvy predpokladáme nekonečne veľkú (obr. 5).

Riešením Laplaceovej diferenciálnej rovnice [1, str. 72] dostaneme pre potenciál v prvej vrstve tento vzťah

$$V_1 = \frac{\varrho_1 I}{2\pi\sqrt{r^2 + z^2}} + \int_0^\infty B_1(m)\,[e^{-mz} + e^{mz}]\,J_0(mr)\,dm =$$

$$= \frac{\varrho_1 I}{2\pi}\left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} + \int_0^\infty \frac{(k_{12}\,.\,e^{-2mH_2} + k_{23}\,.\,e^{-2mH_3})\,.\,(e^{-mz} + e^{mz})\,J_0(mr)\,dm}{1 - k_{12}\,.\,e^{-2mH_2} - k_{23}\,.\,e^{-2mH_3} + k_{12}\,.\,k_{23}\,.\,e^{-2m(H_3 - H_2)}}\right]. \quad (11)$$



Obr. 5. Trojvrstevný profil.

V rovnici (11) značí z hĺbku bodu M, v ktorom potenciál uvažujeme, pod povrchom zemským. Koeficient odrazu na rozhraní prvej a druhej vrstvy označme ako

$$k_{12} = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1}.$$

Koeficient odrazu na rozhraní druhej a tretej vrstvy označme ako

$$k_{23} = \frac{\varrho_3 - \varrho_2}{\varrho_3 + \varrho_2}.$$

Riešenie integrálu v rovnici (11) bude jednoduché, keď zvolíme H_2 a H_3 také, že môžu byť vyjadrené všeobecnou mierou H_0 a koeficienty úmernosti p_2 a p_3 sú celé čísla; platí teda

$$H_2 = p_2 H_0; \quad H_3 = p_3 H_0.$$

Keď označíme k vôli jednoduchosti $e^{-2mH_0} = g$, dostaneme pre $B_1(m)$ v rovnici (11) tento výraz

$$B_1(m) = q\,\frac{k_{12}\,.\,g^{p_2} + k_{23}\,.\,g^{p_3}}{1 - k_{22}\,.\,g^{p_2} - k_{23}\,.\,g^{p_3} + k_{12}\,.\,k_{23}\,.\,g^{p_3 - p_2}}, \quad (11')$$

kde sme označili

$$q = \frac{\varrho_1 I}{2\pi}.$$

Pretože hodnoty p_2 a p_3 sú celými číslami, je výraz $B_1(m)$ racionálnou funkciou g. Túto funkciu môžeme rozložiť v rad podľa vzrastajúceho stupňa g

$$q\,\frac{k_{12}\cdot g^{p_2} + k_{23}\cdot g^{p_3}}{1 - k_{12}\cdot g^{p_2} - k_{23}\cdot g^{p_3} + k_{12}\cdot k_{23}\cdot g^{p_3-p_2}} = q(b_1 g + b_2 g^2 + \ldots) =$$

$$= q\sum_{n=1}^{\infty} b_n \cdot g^n = q\sum_{n=1}^{\infty} b_n \cdot \mathrm{e}^{-2mnH_0}, \qquad (11^*)$$

kde b_n sú koeficienty emisie a značia tú časť prúdu, emitovaného fiktívnym zdrojom prúdu, ktorý sa nachádza vo vzdialenosti $\sqrt{r^2 + (2nH_0 \pm z)^2}$ od bodu M, v ktorom počítame potenciál.

Dosaďme takto určený výraz pre $B_1(m)$ do rovnice (11); dostaneme pre potenciál vzťah

$$V_1 = \frac{\varrho_1 I}{2\pi}\left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \int_0^{\infty} \mathrm{e}^{-2mnH_0}(\mathrm{e}^{-mz} + \mathrm{e}^{mz})\,J_0(mr)\,\mathrm{d}m\right]. \qquad (11'')$$

Tento integrál sa vypočíta pomocou vzorca Weber—Lipschitzovho [1, str. 84]

$$V_1 = \frac{\varrho_1 I}{2\pi}\left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n}{\sqrt{r^2 + (2nH_0 + z)^2}} + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n}{\sqrt{r^2 + (2nH_0 - z)^2}}\right]. \qquad (11''')$$

Pre ten prípad, keď bod M, v ktorom potenciál uvažujeme, sa nachádza na zemskom povrchu, kde $z = 0$, dostaneme

$$V_1 = \frac{\varrho_1 I}{2\pi}\left[\frac{1}{r} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n}{[r^2 + (2nH_0)^2]^{\frac{1}{2}}}\right]. \qquad (11'''')$$

Deriváciou práve odvodenej rovnice podľa r dostaneme intenzitu elektrického poľa E

$$E = -\frac{\partial V_1}{\partial r} = \frac{\varrho_1 I}{2\pi}\left\{\frac{1}{r^2} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n \cdot r}{r^2 + (2nh_1)^2]^{\frac{3}{2}}}\right\}, \qquad (12)$$

kde sme namiesto označenia H_0 zaviedli označenie h_1, mocnosť prvej vrstvy, ak chceme mocnosti ďalších vrstiev vyjadrovať v jednotkách mocnosti prvej vrstvy.

Aby sme mohli určiť vzťah pre zdanlivý špecifický odpor pre dipólové usporiadanie a trojvrstevný geoelektrický profil, vypočítame najprv potenciál dipóla. Dosaďme výraz pre intenzitu elektrického poľa do rovnice (5); dostaneme pre potenciál dipóla tento vzťah

$$V_d = -\frac{\partial V_1}{\partial r}\frac{\partial r}{\partial l} l = l \cos\varphi \frac{\varrho_1 I}{2\pi}\left\{\frac{1}{r^2} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{r \cdot b_n}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{\frac{3}{2}}}\right\}, \qquad (13)$$

kde φ značí uhol, ktorý zviera os dipóla so spojnicou stredu dipóla a bodu M. Na osi dipóla ($\varphi = 0°$) platí pre intenzitu elektrického prúdového poľa, vytvoreného dipólom

$$E_{d_0} = -\left(\frac{\partial V_d}{\partial r}\right)_{\varphi=0} = \frac{\varrho_1 Il}{2\pi}\left\{\frac{1}{r^3} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n[r^2 - 2(nh_1)^2]}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{\frac{5}{2}}}\right\}. \qquad (14)$$

Podobne dostaneme vzťah pre intenzitu elektrického prúdového poľa, vytvoreného dipólom pri ekvatoreálnom usporiadaní

$$E_{de} = -\left(\frac{\partial V_d}{r\partial\varphi}\right)_{\varphi=\pi/2} = \frac{\varrho_1 Il}{2\pi}\left\{\frac{1}{r^3} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{\frac{3}{2}}}\right\}. \qquad (15)$$

Dosadením výrazov (14) a (15) do rovníc (8′) a (10) dostaneme po malej úprave pre zdanlivý špecifický odpor a ekvatoreálne usporiadanie

$$\varrho_{zd} = \varrho_1\left\{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{\lambda^3 \cdot b_n}{(\lambda^2 + 4n^2)^{\frac{3}{2}}}\right\} \qquad (16)$$

a pre zdanlivý špecifický odpor a osové usporiadanie

$$\varrho_{zd} = \varrho_1\left\{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n \cdot \lambda^3(\lambda^2 - 2n^2)}{(\lambda^2 + 4n^2)^{\frac{5}{2}}}\right\}, \qquad (17)$$

kde $\lambda = \frac{r}{h_1}$.

Treba ešte povedať, ako počítame s výhodou koeficienty b_n. Postupujeme tak, že prvé koeficienty $b_1; b_2; \ldots b_{p_2}$, pri čom $p_3 > p_2$ počítame z rovnice

(11*) odstránením zlomku a porovnaním koeficientov pri rovnakých mocninách. Ďalšie členy počítame s výhodou pomocou rekurentného vzorca

$$b_{p_3+m} = k_{12} \cdot b_{p_3-p_2+m} + k_{23} \cdot b_m - k_{12} \cdot k_{23} \cdot b_{p_2+m}, \qquad (18)$$

pričom za m dosadzujeme postupne 1, 2, 3, ... až kým nebude člen b_n taký nepatrný, že jeho hodnota neovplyvní hodnotu súčtového výrazu v rovniciach (16) a (17).

Výpočet a konštrukcia teoretických sondážnych kriviek

Teoretické trojvrstevné sondážne krivky pre ekvatoreálne usporiadanie elektród a sond (obr. 4) boli vypočítané podľa rovnice (16). Na vodorovnej osi sústavy teoretických kriviek (obr. 6) sú vynesené argumenty $\lambda = \frac{r}{h_1}$, a to pre tieto hodnoty: 0,7; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0; 10,0; 20,0; 30,0; 50,0; 100,0. Pre menšie argumenty ako 0,7 nemá význam počítať hodnotu zdanlivého špecifického odporu, lebo hodnota anomálie, vyvolaná druhou vrstvou sa neprejaví v želateľnej veľkosti ± 5 % ani vtedy, keď je odpor druhej vrstvy nekonečne veľký [3].

Na zvislej osi sú vynesené hodnoty pomerov zdanlivého špecifického odporu a odporu prvej vrstvy $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$. Modul obidvoch logaritmických stupníc je 625 mm. Sústava teoretických sondážnych kriviek v hornej polovici obr. 6 je vypočítaná pre tieto parametre:

$$\varrho_1 = 1; \ \varrho_2 = 20; \ \varrho_3 = 1$$

teda hodnoty k_{12} a k_{23} sú pre všetky krivky konštantné a pomer zdanlivého odporu a skutočného odporu prvej vrstvy je funkciou len rozstupu elektród a pomeru mocností druhej a prvej vrstvy:

$$\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1} = f\left(\lambda, \frac{h_2}{h_1}\right). \qquad (17)$$

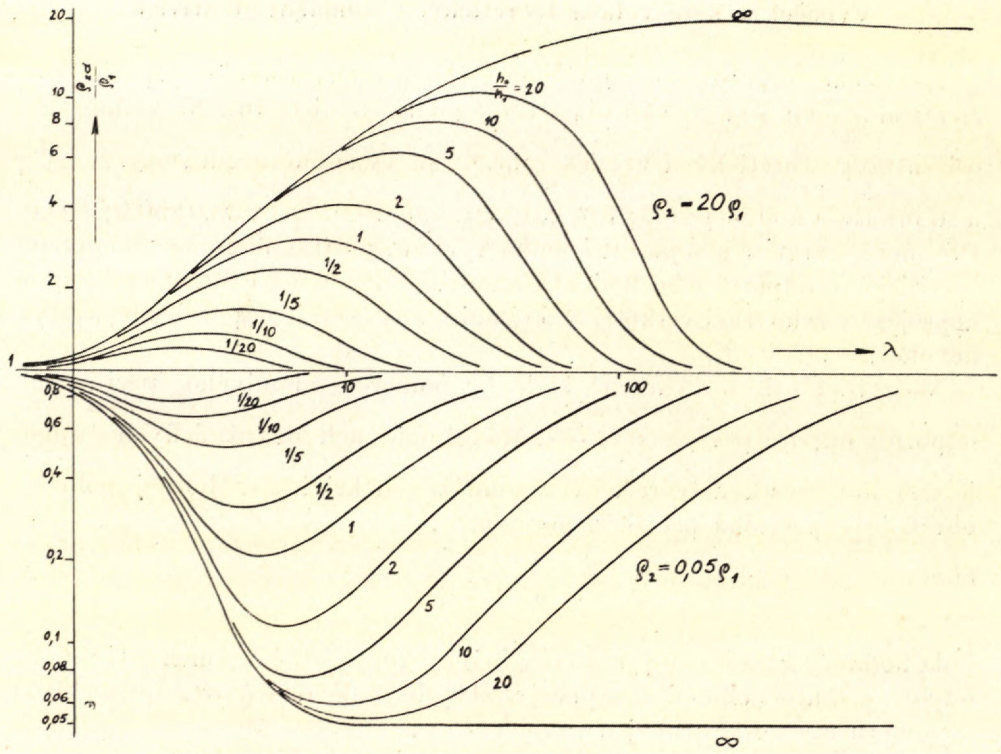
Pre sústavu teoretických kriviek v dolnej polovici obr. 6 sme zvolili tieto hodnoty parametrov:

$$\varrho_1 = 1; \ \varrho_2 = \frac{1}{20}; \ \varrho_3 = 1.$$

Veľkosti pomerov mocností druhej a prvej vrstvy sú pre obidve sústavy teoretických kriviek spoločné a majú tieto hodnoty:

$$\infty;\ 20;\ 10;\ 5;\ 2;\ 1;\ 1/2;\ 1/5;\ 1/10;\ 1/20;\ 0.$$

Pre pomer $\frac{h_2}{h_1} = \infty$ prejde rovnica (16) v rovnicu platnú pre problém dvoch vrstiev, čo sa dá ľahko dokázať rozborom vzťahu pre $B_1(m)$, pozri [3]. Pre pomer $\frac{h_2}{h_1} = 0$ sú možné dva prípady:



Obr. 6. Trojvrstevné krivky pre ekvatoreálne usporiadanie.

1. $h_2 = 0$, čím sa problém troch vrstiev redukuje na jednu vrstvu o špecifickom odpore ϱ_1, lebo $\varrho_3 = \varrho_1$,

2. $h_1 — \infty$, čo vedie zase na problém jednej vrstvy o špecifickom odpore ϱ_1.

Tejto jednovrstevnej krivke odpovedá na obr. 6 vodorovná súradnicová os, teda geoelektrická anomália je pre ľubovoľnú hodnotu λ nulová.

Ako je z obr. 6 zrejmé, dosahuje geoelektrická anomália pre teoretickú

sondážnu krivku, u ktorej je mocnosť druhej vrstvy desaťkrát menšia ako mocnosť prvej vrstvy, sotva +50 % pre prípad, ak je $\varrho_2 > \varrho_1$ a sotva 30 %, ak $\varrho_2 < \varrho_1$. Posledná teoretická krivka ($h_2 = 0{,}05\, h_1$) má anomáliu ťažko merateľnú (+22 %; —21 %). Nemôžeme teda zisťovať geoelektrickými odporovými meraniami vrstvu menšiu ako 0,5 m| nachádzajúcu sa v hĺbke 10 m od zemského povrchu, a to ani vtedy, keď má dvadsaťnásobný odpor v porovnaní s prvou vrstvou.

Preto všetky pokusy o interpretáciu malých vrstvičiek, ktoré sa nachádzajú pod mocnou pokryvnou vrstvou, sú teoreticky neopodstatnené a nemôžu viesť k správnym výsledkom.

Treba ešte poznamenať, že pri vynášaní hodnôt $\lambda = \frac{r}{h_1}$ na vodorovnú os obr. 6 vynášame pre teoretické krivky, u ktorých je $h_2 < h_1$ hodnoty $\lambda = \frac{r}{h_1}$ menšie, ako sú uvedené vo výpočte. Je to preto, že mocnosť prvej vrstvy je v tomto prípade vyjadrená ako n-násobok mocnosti druhej vrstvy, ktorú sme zvolili jednotkovú. Napr. keď $h_2 = 0{,}1h_1$, počítame $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$ pre argument $\lambda = 10$, ale vynášame $\lambda^* = 0{,}1\lambda$, lebo platí $h_1 = nh_2 = 10h_2$, keď $h_2 = 1$. Teoretické krivky pre tri vrstvy sú ohraničené pre prípad $\varrho_2 > \varrho_1$ dvojvrstevnou krivkou o parametroch $\varrho_2 = 20\varrho_1$; $h_2 = \infty$ a dvojvrstevnou krivkou o parametroch $\varrho_2 = 0{,}05\varrho_1$; $h_2 = \infty$ pre prípad $\varrho_2 > \varrho_1$.

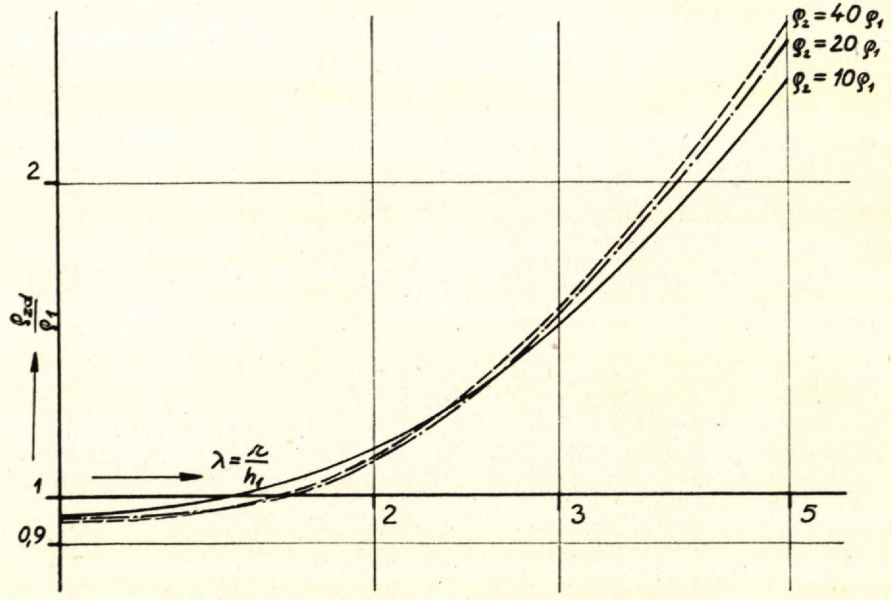
Teoretické sondážne krivky pre dipólové osové usporiadanie sú počítané podľa rovnice (17). Pre ich výpočet boli zvolené také isté parametre ϱ_1; ϱ_2; ϱ_3; h_1; h_2; h_3 ako pre teoretické krivky pre ekvatoreálne usporiadanie. Sústavy kriviek sú zase ohraničené dvojvrstevnými krivkami. Na rozdiel od predchádzajúcej sústavy teoretických kriviek (obr. 6) dochádza pri výpočte a konštrukcii týchto kriviek k odchýlkam pri malých hodnotách λ. Odchýlky sa javia v tom, že dve teoretické trojvrstevné krivky, vypočítané pre rozličné pomery $h_2 : h_1$ sa pri určitej hodnote λ pretínajú, čo ukazuje na nejednoznačnosť počítaného pomeru ϱ_{zd}/ϱ_1.

Pozrime sa na rovnicu (17) trocha bližšie. Pre $h_2 = \infty$ prejde v tejto rovnici koeficient b_n v koeficient k_{12}^n a celá rovnica prejde na dvojvrstevný problém. Pretože k_{12}^n je v absolútnej hodnote vždy menšie ako jedna, konverguje k_{12}^n pri vzrastajúcom n ($1, 2, 3, \ldots, \infty$) k nule a to isté platí aj o hodnote výrazu $\frac{1}{(\lambda^2 + 4n^2)^{\frac{5}{2}}}$. Nie je tomu tak u výrazu $(\lambda^2 - 2n^2)$. Tento sa pri dostatočne veľkej hodnote λ tiež zmenšuje a nadobúda postupne menšie hodnoty kladné, ale pri malých hodnotách λ nie je tomu tak. Napr. pri $\lambda = 1$ je už pri $n = 1$ výraz záporný a so stúpajúcim n nadobúda postupne väčšie záporné hodnoty.

Dôsledkom toho je, že pri hodnotách $\lambda < 2n^2$ dostaneme zápornú hodnotu súčtového člena v rovnici (17) už pri $n = 1$; $(\lambda = 1)$; $n = 2$; $(\lambda = 2)$ atď.

To sa musí prejaviť aj pri výpočte $\frac{\varrho_{zd}}{\varrho_1}$, a to tak, že geoelektrická anomália pre $\varrho_2 > \varrho_1$ bude pri malých hodnotách λ záporná, hoci by mala byť kladná, resp. pre $\lambda \to 0$ nulová.

Na obr. 7 sú narysované časti teoretických dvojvrstvených kriviek pre parametre $\varrho_2 = 40\varrho_1$; $\varrho_2 = 20\varrho_1$; $\varrho_2 = 10\varrho_1$. Z obrázku je zrejmé, že hod-

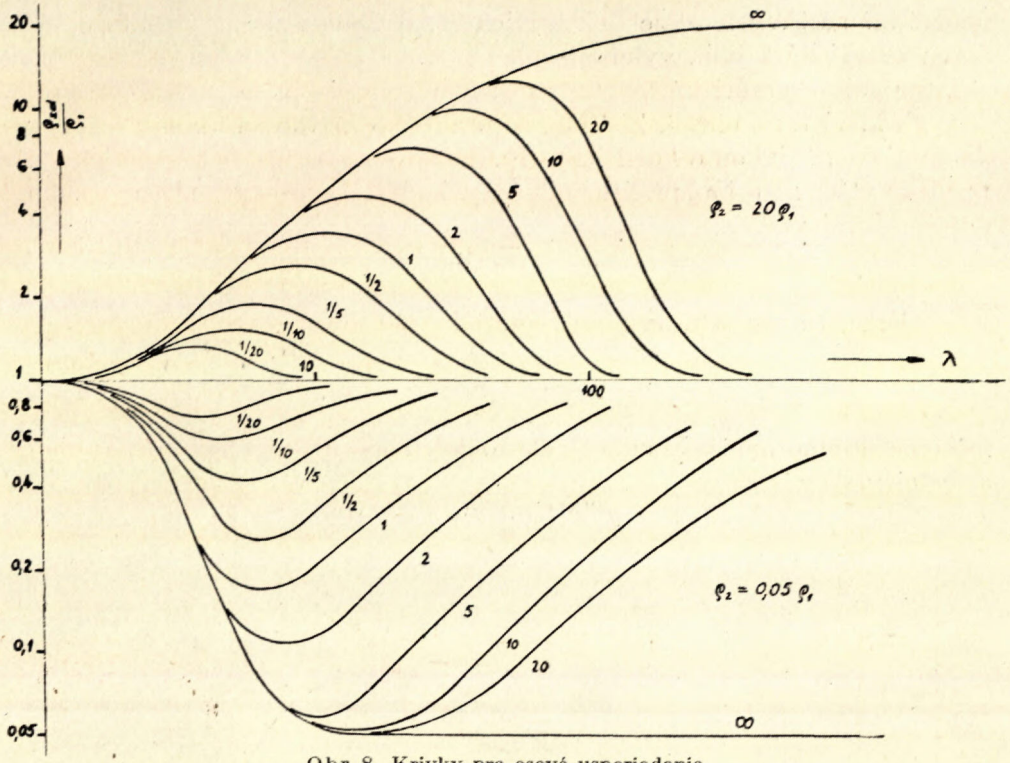


Obr. 7. Dvo vrstevné krivky pre osové usporiadanie.

nota ϱ_{zd}/ϱ_1 bude pre $\lambda = 1$ tým menšia (v absolútnej hodnote), čím bude odpor druhej vrstvy väčší ako odpor prvej vrstvy. Pre argument λ, ležiaci medzi hodnotami 2 a 3, sa krivky pretínajú približne v jednom bode a až pre hodnoty argumentov $\lambda = 3$; $\lambda = 5$ začínajú mať krivky očakávaný priebeh.

Je to dôsledok toho, že prakticky sa uplatní pri súčtovom výraze najviac prvý člen súčtu, kde vystupuje k_{12}^1. Záporné znamienko súčtového člena určuje výraz $(\lambda^2 - 2n^2)$. Pre stúpajúce hodnoty $\varrho_2 = 10; 20; 40$ dostaneme stúpajúce hodnoty $k_{12} = 0{,}8182; 0{,}9048; 0{,}9512$, teda klesajúce hodnoty výrazu

$$1 + 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_{12}^n \lambda^3 (\lambda^2 - 2n^2)}{(\lambda^2 + 4n^2)^{\frac{5}{2}}}.$$



Obr. 8. Krivky pre osové usporiadanie.

Táto skutočnosť sa prejaví, pravda, v menšom meradle (pretože $b \leq k_{12}^n$) aj pri trojvrstevných teoretických krivkách. To prakticky značí, že teoretické sondážne krivky, vypočítané pre dipólové osové usporiadanie (obr. 8), budú mať očakávaný priebeh až pri veľkých hodnotách λ. Ináč platí pre konštrukciu teoretických kriviek všetko to, čo už bolo povedané pri teoretických sondážnych krivkách pre dipólové ekvatoreálne usporiadanie.

Interpretácia praktických kriviek

Pri interpretácii praktických odporových kriviek musíme najprv zistiť, či krivka, ktorú sme získali v teréne, zodpovedá niektorému typu teoretických odporových kriviek narysovaných na obr. 6 a na obr. 7. To sa zistí porovnaním hodnôt zdanlivého špecifického odporu pre najmenší a najväčší rozstup okruhov *MN* a *AB*. Keď sú tieto hodnoty veľmi približne rovnaké, môžeme predpokladať, že v teréne získaná krivka patrí do toho ktorého typu kriviek nami vypočítaných. Inak sme nútení pri interpretácii

použiť iné sústavy teoretických kriviek [1, str. 86] a zistiť, pre ktorú sústavu praktická krivka vyhovuje.

Porovnajme praktickú krivku narysovanú na obr. 9 so sústavou teoretických kriviek na obr. 6. Zistíme, že praktická krivka sa úplne prekrýva s teoretickou krivkou o koeficiente 10. Vodorovná os sústavy teoretických kriviek vytína na osi ϱ_{zd} praktickej krivky hodnotu skutočného špecifického odporu prvej vrstvy:

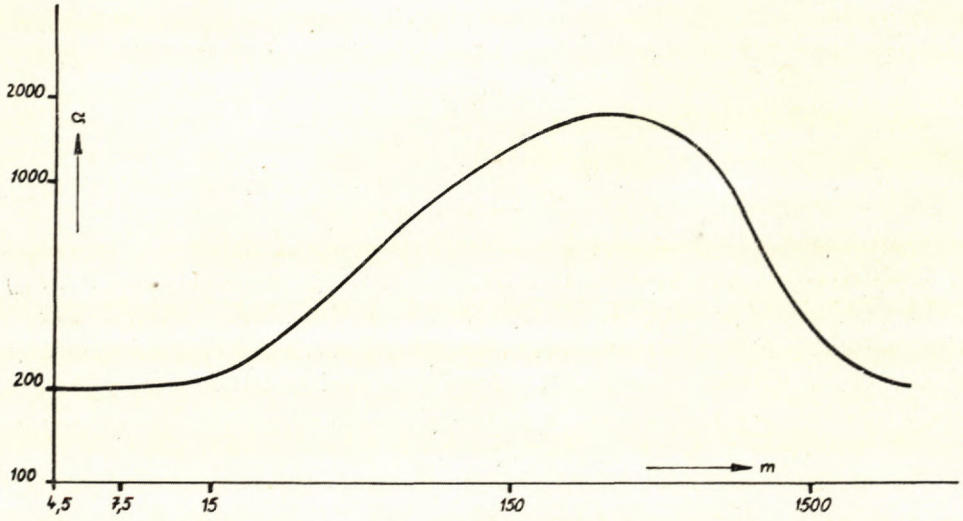
$$\varrho_1 = 200\ \Omega\text{m}.$$

Keď vieme, že pre celú sústavu teoretických kriviek platí:

$$\varrho_2 = 20\varrho_1; \quad \varrho_3 = \varrho_1,$$

môžeme priamo napísať hodnoty skutočných špecifických odporov druhej a tretej vrstvy

$$\varrho_2 = 4000\ \Omega\text{m}; \quad \varrho_3 = 200\ \Omega\text{m}.$$



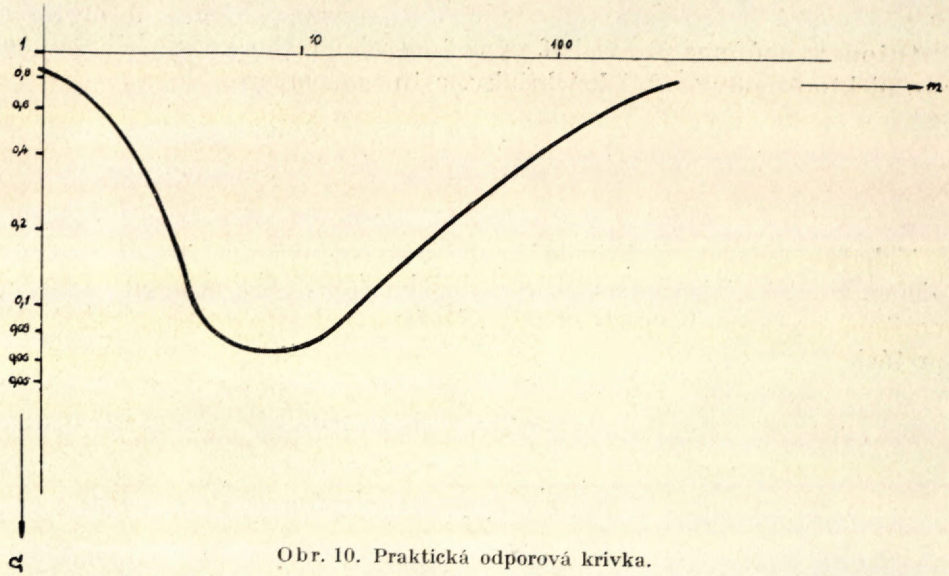
Obr. 9. Praktická odporová krivka.

Ďalej vidíme, že zvislá os teoretických kriviek vytína na vodorovnej osi praktickej krivky hodnotu mocnosti prvej vrstvy v metroch:

$$h_1 = 15\ \text{m}.$$

Keď vieme, že $\frac{h_2}{h_1} = 10$, môžeme priamo napísať:

$$h_2 = 150\ \text{m}.$$



Obr. 10. Praktická odporová krivka.

Konečné výsledky interpretácie sú:

$$\varrho_1 = 200\ \Omega\text{m};\ \varrho_2 = 4000\ \Omega\text{m};\ \varrho_3 = 200\ \Omega\text{m};\ h_1 = 15\ \text{m};\ h_2 = 150\ \text{m}.$$

Majme danú praktickú odporovú krivku narysovanú na obr. 10. Vidíme, že veľkosť zdanlivého špecifického odporu sa u ľavej vetvy krivky blíži k hodnote 1,0 ohm meter. To je skutočný špecifický odpor prvej vrstvy. Porovnaním praktickej odporovej krivky so sústavou kriviek teoretických (obr. 6) zistíme, že praktická krivka sa rozkladá približne v strede medzi teoretickými krivkami dolnej polovice obrázku, a to medzi krivkami o koeficientoch

$$\frac{h_2}{h_1} = 5;\ \frac{h_2}{h^1} = 10.$$

Súčasne zistíme, že zvislá os praktickej krivky a zvislá os sústavy teoretických kriviek sa stotožňujú. Z toho vyplýva, že mocnosť prvej vrstvy sa rovná 1 m. Môžeme teda priamo napísať hľadané parametre

$$\varrho_1 = 1\ \Omega\text{m};\ h_1 = 1\ \text{m}.$$

Z toho faktu, že praktická krivka sa rozkladá medzi teoretickými krivkami o koeficientoch 5 a 10, môžeme usudzovať, že mocnosť podložnej vrstvy bude asi 7—8krát väčšia od mocnosti pokryvnej vrstvy.

O tom sa môžeme presvedčiť výpočtom zdanlivého špecifického odporu pre niektoré body praktickej krivky, a to pre pomer

$$\frac{h_2}{h_1} = 8.$$

Tabuľku vypočítaných hodnôt pre stručnosť neuvádzame. Okrem toho vieme, že celá sústava teoretických kriviek (obr. 6 dolná polovica) je vypočítaná pre prípad, že $\varrho_2 = 0{,}05\varrho_1$. Môžeme teda zostaviť výsledky interpretácie

$$\varrho_1 = 1\Omega\text{m};\ \varrho_2 = 0{,}05\ \Omega\text{m};\ \varrho_3 = 1\ \Omega\text{m};\ h_1 = 1\ \text{m};\ h_2 = 8\ \text{m}.$$

Záver

Urobili sme interpretáciu praktických odporových kriviek pre dva prípady, pravda, za predpokladu, že poznáme skutočný špecifický odpor druhej vrstvy, a že skutočný špecifický odpor tretej vrstvy sa rovná skutočnému špecifickému odporu prvej vrstvy. Za týchto okolností je interpretácia pomerne jednoduchá.

Pravda, v praxi sa nám zriedka stane, že geologické pomery v skúmanom teréne budú také jednoduché a že budeme poznať skutočný špecifický odpor druhej vrstvy. A potom aj keby odpory jednotlivých vrstiev odpovedali požiadavkám, pre ktoré boli vypočítané a skonštruované teoretické krivky, nemusí byť mocnosť druhej vrstvy vyjadrená ako celistvý násobok mocnosti pokryvnej vrstvy. V tomto prípade ťažko budeme môcť použiť pre interpretáciu práve spomínané teoretické krivky.

Musíme teda najprv zistiť, či a ktorej sústave teoretických kriviek vyhovuje krivka nameraná v teréne a potom môžeme pristúpiť k vlastnej interpretácii. Pravda, bez znalostí skutočných odporov medziľahlých vrstiev nemôžeme urobiť interpretáciu jednoznačne. Všetky pokusy o interpretáciu praktických odporových kriviek rozličnými pomocnými metódami sa spravidla ukazujú ako nespoľahlivé, teda prakticky nepoužiteľné.

2. II. 1957

Slovenská akadémia vied,
geofyzikálne laboratórium,
Bratislava

LITERATÚRA — REFERENCES

[1] Dachnov V. N., 1953: Električeskaja razviedka neftianych i gazovych mestoroždenij. Moskva. — [2] Krajev A. P., 1951: Osnovy geoelektriki. Moskva. — [3] Krajčovič S., 1956: K hĺbkovému dosahu geoelektrických odporových metód. Geol. práce, Zprávy 5. Bratislava.

SILVESTER KRAJČOVIČ

DIPOLAR GEOELECTRIC SOUNDING BY MEANS OF DIRECT CURRENT

The above study treats of the possibilities of application of dipolar geoelectric sounding for geological purposes. After deduction of relations for figuring out theoretical curves of sounding in respect of the dipolar axial arrangement as well as the dipolar aequatorial arrangement, numerical estimates and graphic illustrations of theoretical resistance curves have been carried out, under the simplified conditions that the actual specific resistance of the first layer and that of the third layer (whose potency is infinitely great) are equal, and that the potency of the second layer can be expressed as a whole figure multiplicate of the potency of the first layer, which we consider as a unit. Further, two practical examples are quoted for the interpretation of resistance curves, obtained by measurements in the field. In its concluding part the possibilities of practical application of the method of dipolar geoelectric sounding are discussed; at the same time the author emphasizes the fact that it is not possible to interpret small intermediate layers correctly, even if their resistance is unproportionally greater (or smaller) than the resistance of the overlying layer. He points out that these theoretically unfounded experiments cannot yield correct results.

2. II. 1957

Geophysical Laboratory
Slovak Academy of Science,
Bratislava

BŘETISLAV BERÁNEK—ZDENĚK ADAM

LOKÁLNÍ GRAVIMETRICKÉ ANOMALIE V ČESKOSLOVENSKÉ ČÁSTI VNITROALPSKÉ VÍDEŇSKÉ PÁNVE A JEJICH VÝZNAM PRO GEOLOGICKOU STAVBU PÁNVE

(Anglické resumé)

Výtah: Předložená práce pojednává o nové interpretaci starých gravimetrických měření v oblasti Vnitroalpské vídeňské pánve metodou druhých derivací. Pole druhých derivací je srovnáno s geologickými strukturními celky a jsou vyvozeny závislosti pro praktickou geologii. Podařilo se potvrdit všeobecný názor, že metoda druhých derivací má velké rozlišovací schopnosti v detailním členění elevačních pásem. Dále je význam interpretační metody druhých derivací zdůrazněn také tím, že zatím co z Bouguerových anomalií strukturní elevace o malé plošné rozloze zanikají, jsou tyto v anomaliích druhých derivací charakterisovány malými uzavřenými anomaliemi (na př. strukturní elevace Břeclav-sever, elevace v pokleslé kře u kovalovského zlomu a pod.).

1. Úvod

Československá část Vnitroalpské vídeňské pánve byla tíhově proměřena v letech druhé světové války a malé doplňky *v okolí Břeclavě a Valtic* po druhé světové válce. Výsledky tíhových měření byly zpracovány ve formě mapy Bouguerových anomalií. Vymezení elevačních oblastí, které má býti základním úkolem tíhového průzkumu v naftové prospekci, nebylo z obrazu pole Bouguerových anomalií možné. Pole Bouguerových anomalií je pravděpodobně větší svou částí podmíněno morfologií starého povrchu flyšového a mesozoického, jehož horniny jsou specificky těžší. Anomalie způsobené případnými nehomogenitami v podložních horninách pánve nemohly být geologickou interpretací doposud nikde prokázány. Tato závislost pak způsobuje, že celá pánev se projevuje jako velká tíhová záporná anomalie, a že v regionálním průběhu tíhových isanomal nejsou lokální anomalie zobrazeny uzavřenými isanomalami. Lokální anomalie mají pro naftovou prospekci zásadní význam, neboť charakterisují elevační a synklinální oblasti v pánvi. Protože lokální anomalie jsou zastíněny regionálním charakterem polí Bouguerových anomalií, nebylo možné — jak již bylo uvedeno —

indikovati elevační oblasti z pole Bouguerových anomalií. Tento úkol řešila ve Vídeňské pánvi refrakční seismická vějířová metoda.

V současné době je z řady vrtních prací vcelku v hlavních částech pánve známa její geologická stavba. Dobré geologické znalosti umožňují nyní vysvětlení příčin Bouguerových anomalií a jejich vztahu ke stavbě pánve. V této práci je učiněn pokus o nalezení pole lokálních anomalií z pole Bouguerových anomalií. Ukazuje se, že lokální anomalie charakterisují lépe základní stavbu pánve než anomalie Bouguerovy. Kladné zbytkové anomalie se ztotožňují s elevačními oblastmi. Pro nalezení lokálních anomalií bylo v práci použito metody druhých parciálních derivací téže podle vertikály (metoda druhých derivací) a pro některé úseky též metody residuálních anomalií.

2. Stručný přehled geologické charakteristiky československé části Vnitroalpské vídeňské pánve

Vytváření se Vnitroalpské vídeňské pánve v její dnešní podobě se začalo ve spodním tortonu a pokračovalo až do svrchního pannonu. Starší sedimentační cyklus burdigal—helvetský je prostorově zcela odlišný a nepatří do výplně Vnitroalpské pánve (D. Andrusov, R. Janoschek a j.), ale k jejímu podloží, které je od tortonského nadloží odděleno výraznou angulární diskordancí. Poslední výsledky vrtních prací a nejnovější výzkumy T. Budaye zjišťují další diskordance a stratigrafické hiáty v mladších neogenních stupních vlastní výplně. Touto výplní rozumíme torton, sarmat a pannon.

Po stránce fysikální (hustotně) jsou neogenní sedimenty převážně jednotvárné a diferenční hustota mezi jednotlivými stupni je malá. Výrazněji se však projevuje basální burdigalský slepenec, který se od ostatních neogenních sedimentů liší lithologicky. Tíhově se již neliší od podloží pánve. Hranice mezi neogenními a podložními horninami se fysikálně projevuje většinou výrazně. Její ostrost je však samozřejmě závislá na charakteru podložních hornin.

Horniny, které vystupují na povrch na okrajích pánve, pokračují většinou pod mladšími neogenními sedimenty. Tak západní okraj pánve je tvořen magurským flyšem račanské jednotky, který byl zjištěn v západní části pánve jako podloží na řadě hlubinných vrtů. Severní a částečně severovýchodní okraj tvoří horniny magurského flyše bělokarpatské jednotky. Na východním okraji jsou horniny bradlového pásma, mesozoika a horniny Malých Karpat; rovněž tyto horniny byly zjištěny hlubinným průzkumem v podloží pánve *(Štefanov, Vysoká, Láb)*.

Tvar podloží je v hrubých rysech mísovitý. Známé jsou však oblasti, v nichž se projevuje vliv předneogenního reliefu povrchu, zdůrazněného většinou později

zlomy. Jsou to t. zv. pohřbené hřbety, a to jak flyšových, tak i mesozoických hornin, které tvoří v pánvi elevační pruhy. Tyto pruhy jsou s hlediska přítomnosti živic významné, neboť nadložní neogenní vrstvy jsou obyčejně souklonně vrstveny, t. j. tvoří antiklinální elevace a v některých případech byly zjištěny jako naftonosné. Je to na příklad *hodonínsko-gbelská hrást, elevace štefanovská, elevace šaštínská a flyšové elevace u steinberského zlomu.* Srovnáním lokálních anomalií s geologickou stavbou pánve bylo zjištěno, že elevační pásma lze velmi dobře sledovat na podkladě lokálních anomalií tíže.

Aby mohlo být provedeno srovnání elevačních pásem s lokálními anomaliemi, je třeba si všimnout hlavních poklesových zlomových linií, které ohraničují hlavní strukturní celky. Zlomové linie zachovávají v pánvi převážně karpatský směr a některé z nich můžeme sledovat na velkou vzdálenost. Průměrná hodnota úklonu zlomů se pohybuje kolem 45—50°, výška skoku je u hlavních zlomů několik set metrů. Velmi často dochází ke štěpení a případně opětnému spojení zlomů, čímž se vytvářejí uzavřené mezikry.

V západní části pánve probíhá *steinberský zlom*, který na naše území pokračuje z Rakouska a jde od *Břeclavě* až ke *Bzenci*, kde má funkci okrajového pánevního zlomu. Největší výšky skoku dosahuje v Rakousku u *Zistersdorfu* cca 2000 až 3000 m — u nás má největší výšku skoku v oblasti *Poddvorova* 550 m. U *Velkých Bílovic* se k tomuto zlomu připojuje *zlom schrattenberský*, který k nám rovněž přechází z Rakouska. Na uvedené zlomy je vázán elevační, antiklinální a vlekový pruh podél zlomů, s řadou meziker. Úklon obou zlomů je k východu.

Na východě omezuje pánev *litavský zlom*, pokračující k nám z Rakouska. Probíhá mezi *Marcheggem* a *Stupavou* kolem východního okraje *Lozorna*; u *Plaveckého Sv. Mikuláše* se stáčí do severního a severozápadního směru, probíhá po západní straně výrazné lakšárské elevace, podle níž je nazýván *zlomem lakšárským*. Směrem severním od *Lakš. Nové Vsi* pokračuje v *kovalovském zlomu* a končí u *Smrdáků*. Lakšárský zlom dosahuje na některých místech výšky skoku přes 1000 m; jeho úklon je k západu.

Mezi uvedenými hlavními okrajovými zlomy jsou uvnitř pánve některé výrazné strukturní elevační oblasti: *hodonínsko-gbelská hrást*, která je podmíněna flyšovým hřbetem; na západě je omezena *lužickým zlomovým systémem*, na východě *zlomem hodonínsko-gbelským*. *Lužický zlomový systém* probíhá od *Hodonína* k *Brodskému*, kde končí u farské poruchy; hodonínsko-gbelský zlom probíhá východně od *Hodonína* a rovněž končí u farské poruchy.

V severozápadní části pánve je výrazná elevace *ratiškovicko-bzenecká* na vysoké kře *moravsko-píseckého zlomu*; tento zlom tvoří západní okraj *strážnické prohlubně*, ohraničené na východě okrajem pánve.

Lužickým zlomovým systémem s úklonem k západu a steinberským zlomem je ohraničena nejhlubší část *moravské ústřední deprese*.

Další důležitou zlomovou linií je *farská porucha*, která má od všech ostatních

zlomů odlišný směr, a to SV—JZ, a probíhá po jižním okraji obce *Brodské* až ke *Smrdákům*.

K farské poruše se východně od obce Brodské připojuje *svatojanský zlom*; mezi farskou poruchou a svatojanským zlomem s úklonem k západu leží *kútský příkop*, který je mimo ústřední část pánve nejhlubší oblastí.

Směrem východním souběžně se zlomem svatojanským, ale opačného úklonu, běží *zlom šaštínský*, který se rovněž připojuje k farské poruše. Šaštínský zlom tvoří východní ohraničení *šaštínské elevace*. Zlom šaštínský na východě a zlom svatojanský na západě omezují *štefanovsko-závodskou elevační oblast*.

Z okolí *Hasprunky* až k *Vysoké* probíhá *lábský zlom* s východním úklonem, omezující z východní a jihovýchodní strany *elevační oblast u Lábu a Vysoké*.

3. Stručný přehled výsledků tíhového průzkumu

Výsledky tíhových prací ve Vídeňské pánvi jsou uvedeny v řadě zpráv. (Soupis těchto zpráv je uveden v seznamu literatury práce [6].) Souhrnně jsou veškerá tíhová měření zhodnocena J. Ibrmajerem [6]. Není tedy zapotřebí v této práci podrobněji popisovati tíhová měření a jejich výsledky ve Vídeňské pánvi.

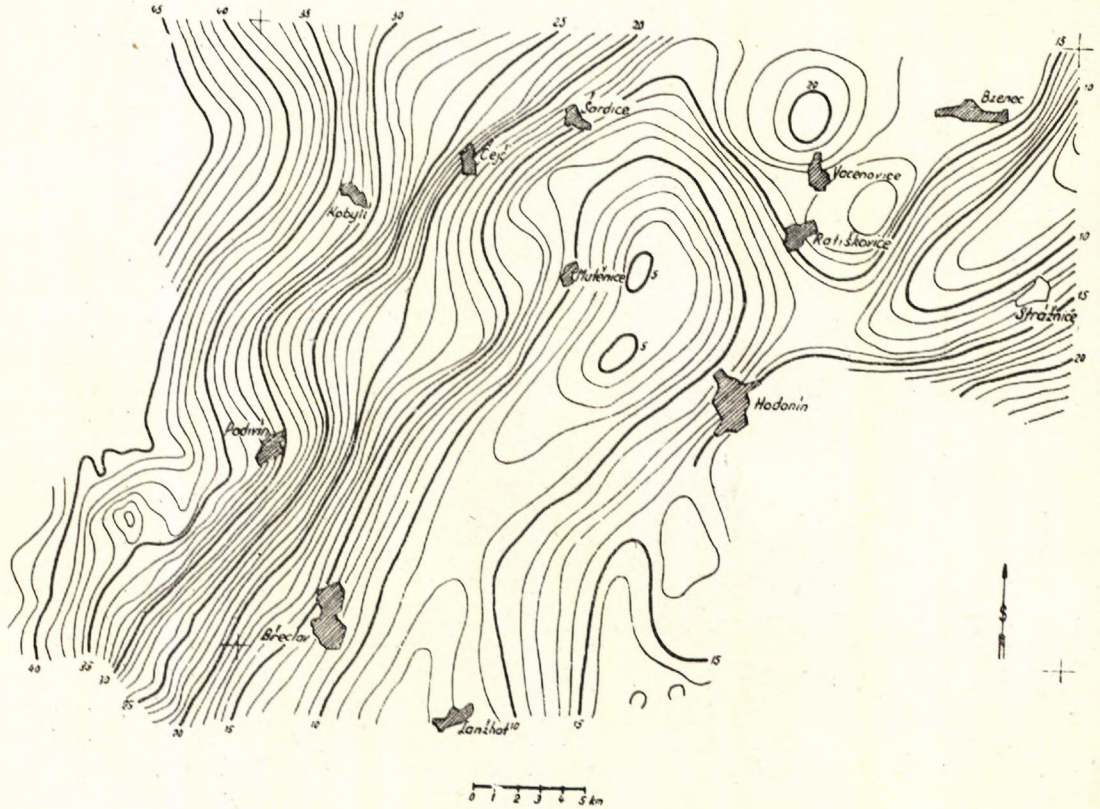
Mapa Bouguerových anomalií je uvedena zvlášť pro *moravskou* (příloha 1) a *slovenskou* (příloha 2) část Vídeňské pánve. Slovenská část byla proměřena torsními vahami a integrací horizontálních gradientů byla sestrojena mapa tíhových isanomal. Můžeme ji vcelku pokládat za mapu Bouguerových anomalií.

Moravská část byla proměřena statickými gravimetry v době druhé světové války. Malá oblast u *Břeclavě* byla proměřena později po válce. Původní pole Bouguerových anomalií je napojeno na dílčí měření u Břeclavě pouze grafickým způsobem — viz [6].

Geologická interpretace Bouguerových anomalií byla provedena kvalitativně. V moravské části byl J. Ibrmajerem učiněn pokus o kvantitativní interpretaci profilu kolmého k ose pánve [6]. Z výsledku této interpretace vyplývá, že hlavní část hodnot Bouguerových anomalií je vázána na hustotní rozhraní neogenu a podloží. Z průběhu tíhových isolinií vidíme, že okraj pánve se projevuje obvyklým nahuštěním tíhových isolinií, t. j. velkým horizontálním gradientem. Celá pánev se projevuje v tíhovém obraze jako velká tíhová záporná anomalie. Osa této anomalie je zhruba osou pánve a tedy místy, kde lze očekávati největší mocnost neogenních sedimentů.

4. Lokální anomalie ve Vídeňské pánvi

V regionálním průběhu isanomal pole Bouguerových anomalií lze pozorovati několik lokálních anomalií, tvořených uzavřenými isanomalami. Jsou to kladné



Příloha 1.

Mapa Bouguerových anomalií moravské části Vídeňské pánve.



Příloha 2.

Mapa Bouguerových anomalií slovenské části Vídeňské pánve.

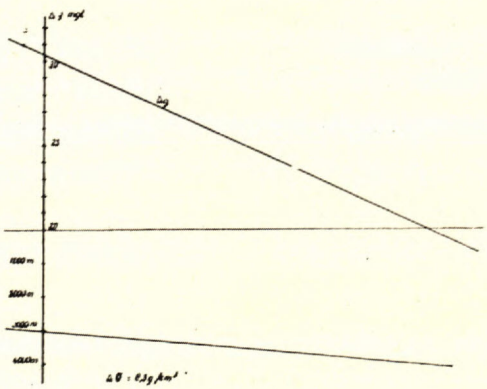
anomalie v elevačním území *Vacenovice* a *Ratíškovice*, kladné anomalie v oblasti *hodonínsko-gbelské hrástě*, záporné anomalie jižně od *Malacek*. Souvislost jednotlivých strukturních celků Vídeňské pánve není až na lokální anomalie oblasti *Ratíškovic—Vacenovic* a *Gbel* v poli Bouguerových anomalií patrna. Záporné lokální anomalie jižně od *Malacek* nemají ke stavbě neogenu Vídeňské pánve reálný vztah. Lokální anomalie projevují se v obraze Bouguerových anomalií převážně jen deformací generálního průběhu isanomal nebo různou hustotou v rozložení isanomal, t. j. změnou velikosti nebo směru horizontálního gradientu. Tak je tomu na příklad v oblasti steinberského, schrattenberského a lábského zlomu. I výše uvedené lokální anomalie, projevující se uzavřenými isanomalami, jsou značně ovlivněny regionálním průběhem pole Bouguerových anomalií. Je tedy i v tomto případě obraz lokální anomalie skreslen a v případě záporných lokálních anomalií jižně od *Malacek* není již zcela úplná shoda s geologickou stavbou.

Pro vydělení lokálních anomalií, které — jak je patrné — budou míti vztah ke strukturním celkům pánve, je nutné v poli Bouguerových anomalií odstranit regionální podklad pole. Hodnota Bouguerovy anomalie Δg bude tedy v každém bodě algebraickým součtem komponenty lokální Δg_L a komponenty regionální Δg_L. Bude tedy

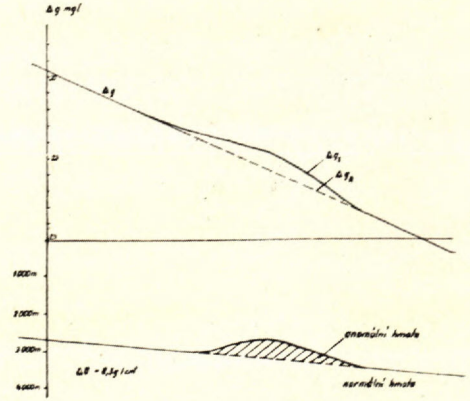
$$\Delta g = \Delta g_L + \Delta g_R. \tag{1}$$

Smysl vzájemné separace lokální a regionální složky pole Bouguerových anomalií je možno si ukázati na následujícím příkladu, který nám v dalším pomůže objasnit tíhové poměry v oblasti některých zlomů Vídeňské pánve.

Pro jednoduchost zvolme dvourozměrný model dvou homogenních vrstev, tvořených hmotami různých hustot (diferenční hustota $\Delta\sigma = 0{,}3$ g/cm^3) s rovinným rozhraním o sklonu $\varphi = 5°$. Řez ve směru spádové přímky je uveden na obrázku 1a.



Obr. 1a.



Obr. 1b.

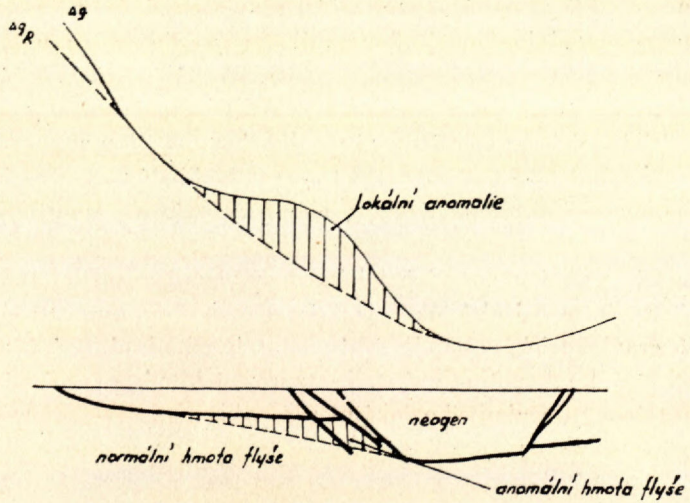
Nad řezem je uveden příslušný gravimetrický profil (sestrojený graficky pro $\Delta\sigma = 0{,}3$ g/cm^3). Je patrné, že křivka gravimetrických hodnot je plynulá a má regionální průběh.

Představme si nyní, že rozhraní obou vrstev je deformováno tak, že na generálním rovinném průběhu je vytvořen hřeben podle obrázku 1b. Potom můžeme hmotu druhé vrstvy rozdělit na h m o t u n o r m á l n í, ohraničenou původním rovinným rozhraním a a n o m á l n í h m o t u — hmotu přidaného hřebenu, obě o diferenční hustotě $\Delta\sigma = 0{,}3$ g/cm^3.

Příslušná křivka gravimetrických hodnot je opět zakreslena nad řezem. Je složena ze dvou komponent. První je vyvolána normální hmotou druhé vrstvy a druhá anomální hmotou druhé vrstvy. První komponenta má význam širší a je to k o m p o n e n t a r e g i o n á l n í, druhá má význam místně omezený a běží tedy o l o k á l n í k o m p o n e n t u. Regionální komponenta získá se tedy vyhlazením křivky gravimetrických hodnot. Rozdíl obou udává pak a n o m a l i i z b y t k o v o u — l o k á l n í.

V obrazu 2 je uveden geologický řez kolmo na steinberský zlom a nad ním příslušný profil Bouguerových anomalií. V řezu je zakreslena stratigrafická hranice n e o g e n — p a l e o g e n, která zde tvoří hřeben, později zdůrazněný zlomy. Podle modelu na obr. 1b můžeme hmotu flyše rozdělit na h m o t u n o r m á l n í a a n o m á l n í. Rozhraní obou hmot bylo provedeno schematicky vyhlazením reliefu flyše a je provedeno v obr. 2 čárkovaně.

V profilu Bouguerových anomalií jsou patrné dvě složky. Regionální, kterou dostaneme vyhlazením křivky Bouguerových anomalií, a lokální jako rozdíl hodnot Bouguerovy anomalie a hodnot regionální složky. Lokální anomalie, jak



Obr. 2.

patrno z obr. 2, je vázána na anomální hmotu flyše. Regionální komponenta bude vyvolána normálními podložními flyšovými hmotami.

Je tedy lokální anomalie v oblasti steinberského zlomu vyvolána anomální hmotou pohřbeného flyšového hřebenu, případně vlivem malých hustotních nehomogenit v nadložních hmotách neogenních sedimentů nad zmíněným pohřbeným hřebenem.

V přílohách 5, 6, 7, 8, 9 jsou uvedeny další geologické řezy ve Vídeňské pánvi s profily Bouguerových anomalií, ze kterých je patrna reálná existence lokálních anomalií, možnost jejich separace a vztah ke geologické stavbě pánve.

Lokální anomalie — jak již bylo uvedeno — se ve Vídeňské pánvi v poli Bouguerových anomalií neprojevují uzavřenými isanomalami, ale pouze deformacemi generálního průběhu isolinií, t. j. vytvářením tíhových hřbetů, tak zv. tíhových nosů anebo změnami horizontálního gradientu, t. j. změnou v hustotě isolinií. Pro nalezení lokálních anomalií z pole Bouguerových anomalií byla vypracována řada metod. Nejpoužívanější jsou metody residuálních anomalií, při kterých je regionální hodnota v určitém bodě definována jako střední hodnota na určité křivce nebo prostor kolem vyšetřovaného bodu. Další metoda často užívaná je metoda derivací podle vertikály, při které je potlačován regionální podklad původního pole a zesilovány lokální anomalie. Při potlačování regionálního podkladu předpokládáme, že je potlačován vliv hlubinných hmot a zesilován gravimetrický vliv mělkých hmot.

Žádná metoda neřeší však problém separace lokální složky exaktně a není to ani možné, jak vyplývá z matematické theorie potenciálního gravimetrického pole. S vyloučením vlivu hlubinných hmot budou vyloučeny i velmi plynule se měnící vlivy povrchových hmot, neboť vylučujeme regionální podklad gravitačního pole. V lokální komponentě zůstává pouze ta část gravimetrického pole, která je charakterisována změnami horizontálního gradientu (co do směru nebo velikosti).

Interpretace Bouguerových anomalií ve Vídeňské pánvi bude se nám rozpadat na dva úkoly:

1. Nalezení lokálních anomalií tím, že z daného pole Bouguerových anomalií odstraníme regionální podklad pole. Při tom předpokládáme, že regionální podklad pole Bouguerových anomalií je vyvolán hustotními nehomogenitami hlubších hmot.

2. Geologický výklad nalezených lokálních anomalií a jejich vztah ke stavbě Vídeňské pánve. Tento druhý úkol je řešen především kvalitativně. Moderní interpretační gravimetrické metody řeší vedle kvalitativní stránky geologické interpretace i stránku kvantitativní, t. j. stanovení hloubek, uložení a rozměrů poruchového tělesa, způsobujícího lokální anomalii.

5. Anomální pole druhých derivací tíže podle vertikály

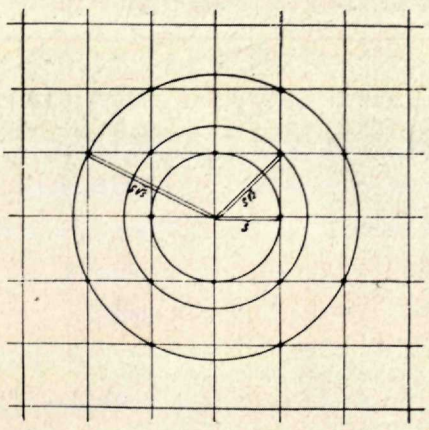
Pro potlačení regionálního podkladu bylo v této práci použito metody druhých derivací tíže podle vertikály. Tato metoda vychází z poznatku, že druhá derivace přitažlivé síly hmotného elementu podle vzdálenosti je úměrná převrácené hodnotě čtvrté mocniny vzdálenosti, zatím co přitažlivá síla je úměrná převrácené hodnotě druhé mocniny vzdálenosti. To znamená, že gravitační účinek hlubších hmot bude v anomaliích druhých derivací potlačen a naopak mělkých hmot zesílen. Metodou druhých derivací bude tedy odstraněn z pole Bouguerových anomalií vliv regionálního podkladu, tedy složka Δg_R ve výrazu (1) a zesílena složka lokální.

Pro výpočet hodnoty druhé derivace z pole Bouguerových anomalií byla zvolena druhá Elkinsova formule (4)

$$\frac{\delta \Delta g}{\delta z^2} = \frac{1}{62\,s^2}\left[44\,H(0) + 4'\,H(s) - 3\,H'(s\sqrt{2}) - 6\,H'(s\sqrt{5})\right], \qquad (2)$$

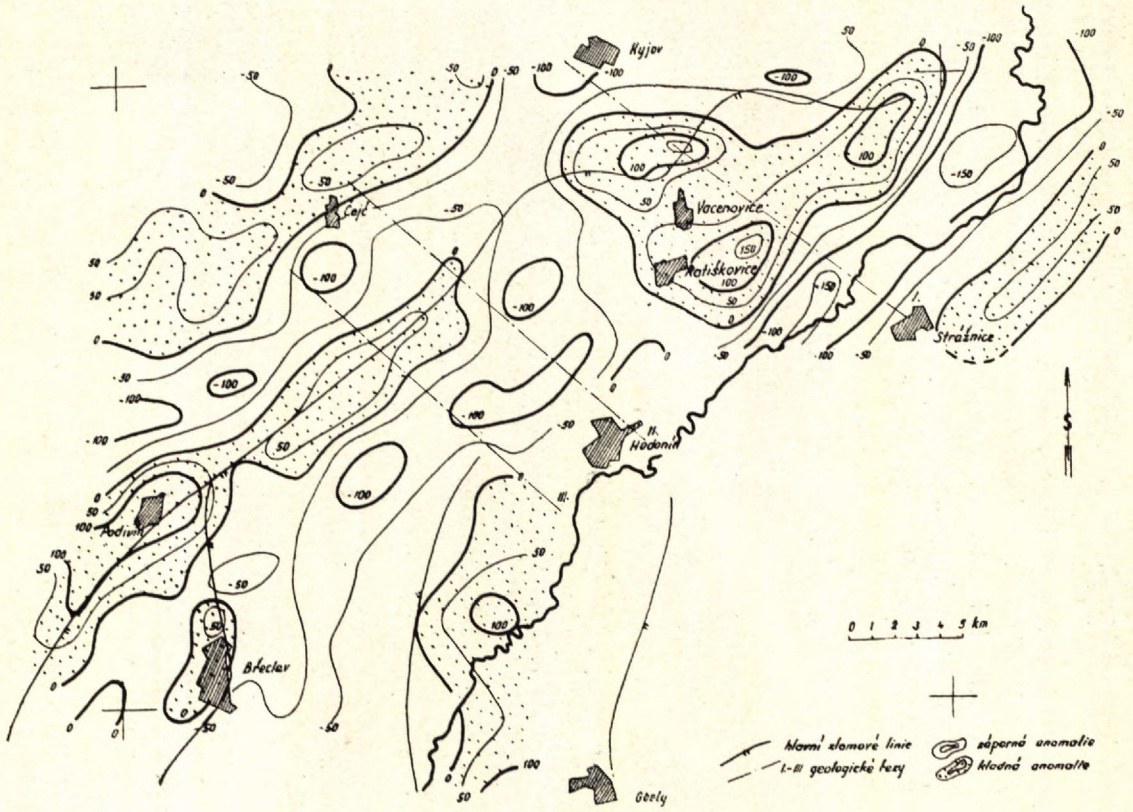
kde s — délka základního intervalu (interval čtvercové sítě),
$H(0)$ — hodnota Bouguerovy anomalie v daném bodě,
$H'(s)$ — součet čtyř hodnot na kruhu o poloměru s,
$H'(s\sqrt{2})$ — součet čtyř hodnot na kruhu o poloměru $s\sqrt{2}$,
$H'(s\sqrt{5})$ — součet osmi hodnot na kruhu o poloměru $s\sqrt{5}$.

Hodnoty Bouguerových anomalií odečítají se na průsečících čtvercové sítě pro jednotlivé poloměry, jak je uvedeno v obr. 3. Základní interval v této práci byl zvolen $s = 1350$ m. Mapa isolinií anomálního pole druhých derivací je sestrojena zvlášť pro moravskou (příloha 3) a slovenskou část (příloha 4). V moravské části je provedena interpolace isolinií po padesáti jednotkách (10^{-15} cgs), protože jde o regionální tíhové měření. Ve slovenské části je interpolace provedena po 25 jednotkách, neboť pole Bouguerových anomalií ve slovenské části je zachyceno detailněji než v části moravské. Při výpočtu druhých derivací byly brány jen ty body čtvercové sítě, pro které bylo možno odečísti plný počet bodů kruhového systému.



Obr. 3.

Anomalie druhých derivací jsou značně ovlivněny chybami v naměřených hodnotách tíhového pole a tedy do jisté míry citlivostí přístroje, kterým je měření pro-



Příloha 3.

Mapa anomalií druhých derivací moravské části Vnitroalpské pánve.



Příloha 4.

Mapa anomalií druhých derivací slovenské části Vnitroalpské pánve.

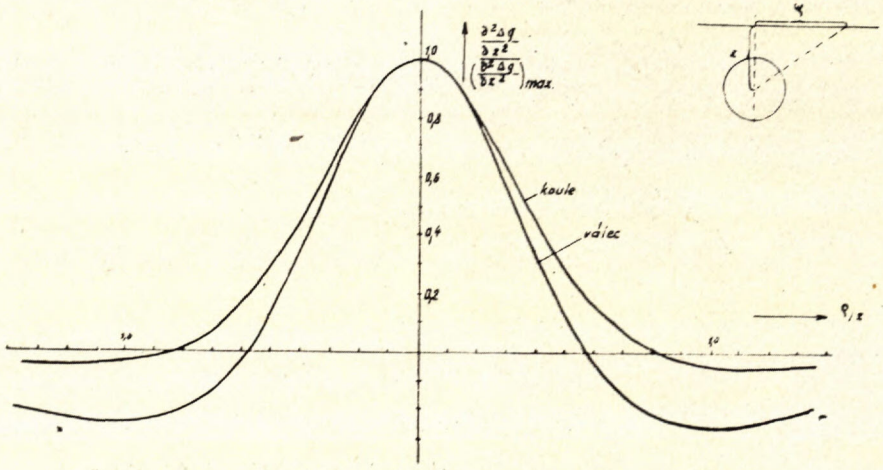
váděno. Na hodnotu druhé derivace mají však vliv jenom náhodné chyby, neboť chyby systematické — na př. chyby vzniklé při integraci horizontálních gradientů, které mohou míti převážně systematický charakter — jsou potlačeny s regionálním podkladem pole Bouguerových anomalií. Jestliže předpokládáme, že chyba v odečtení hodnoty v poli Bouguerových anomalií je ± 0,3 mgl ve slovenské části Vídeňské pánve a ± 0,5 mgl v moravské části

Vídeňské pánve, bude střední chyba ve vypočítané hodnotě druhé derivace v oblasti Vídeňské pánve $\pm 15 . 10^{-15}$ cgs a v moravské části pak $\pm 24 . 10^{-15}$ cgs.

Nalezením anomálního pole druhých derivací byla skončena prvá část interpretace tíhového pole ve Vídeňské pánvi. Dalším úkolem je podati geologický výklad nalezených lokálních anomalií. V této práci je podána jen kvalitativní interpretace anomalií druhých derivací. Pokus o kvantitativní interpretaci anomalií druhých derivací ve Vídeňské pánvi bude obsahem jiné pozdější práce.

6. Srovnání anomálního pole druhých derivací se strukturními geologickými celky ve Vídeňské pánvi

Interpretace map anomalií druhých derivací je budována na poněkud jiných principech než interpretace Bouguerových anomalií. Ukažme si proto několik příkladů, které jsou užitečné pro kvalitativní interpretaci. V obr. 4 je uvedena křivka hodnot druhých derivací pro kouli a válec (dvourozměrný model); na obr. 5 je uvedena anomalie druhých derivací pro vertikální stupeň a konečně na obr. 6 křivka anomalií druhých derivací pro stupeň vertikální konečný s velkou a malou hodnotou šířky.



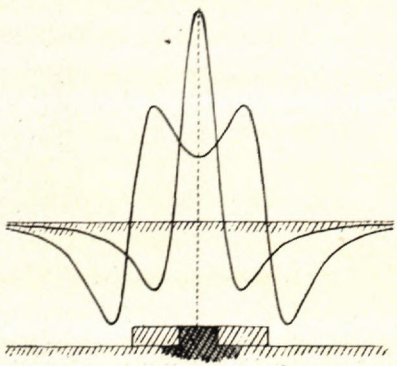
Obr. 4.

V následujícím je podána přehledná tabulka význačnějších anomálních celků s příslušným, jim odpovídajícím geologickým strukturním celkem.

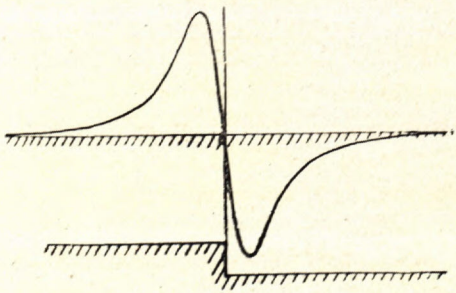
Výraznost kladných a záporných anomalií je patrná jak z mapy druhých derivací (příloha 3, 4), tak i z přiložených geologických řezů (příloha 5, 6, 7, 8, 9), v nichž jsou vyznačeny křivky hodnot anomalií Bouguerových (hodnoty jsou vyneseny relativně) i druhých derivací.

Anomalie druhých derivací	Příslušný geologický strukturní celek
1. Pruh kladných anomalií na severozápadním okraji pánve, probíhající ve směru SV—JZ	SZ okraj pánve
2. Pás záporných anomalií JV od výše uvedeného pruhu kladných anomalií, probíhající též ve směru SV—JZ	Plošina čejčsko-kyjovská omezená na SZ okrajem pánve a na JV steinberským zlomem
3. Pruh kladných anomalií podél steinberského a schrattenberského zlomu, který v oblasti Mutěnic je přerušen zápornými anomaliemi. Probíhá ve směru SV—JZ.	Elevační, příp. vlekový pruh podél steinberského a schrattenberského zlomu s příslušnými mezikrami. Dílčí kladné anomalie odpovídají strukturním oblastem u Podivína, Valtiv a Poddvorova—Vel. Bílovic
4. Kladná anomalie SV od Břeclavi	Strukturní elevace Břeclav-sever na vysoké kře. Anomalie běží souběžně se steinberským zlomem
5. Velká kladná anomalie, skládající se ze 3 dílčích výrazných anomalií v oblasti Vacenovice, Ratiškovice, Bzenec	Ratiškovicko-bzenecká elevace zaujímající převážně vysokou kru moravskopíseckého zlomu. Dílčí SZ anomalie odpovídá strukturní elevaci u Vacenovic
6. Pruh záporných anomalií karpatského směru JV od linie Ratiškovice—Bzenec	Strážnická prohlubeň omezená na západě moravskopíseckým zlomem a na východě zhruba okrajem pánve
7. Pruh kladných anomalií vých. od strážnické prohlubně, karpatského směru	Charakterisuje část SV okraje pánve
8. Pás záporných anomalií karpatského směru v oblasti Mutěnice—Lanžhot	Ústřední moravská prohlubeň
9. Pruh kladných anomalií ve směru S—J východně od ústřední moravské deprese	Hodonínsko-gbelská hrást
10. Pruh záporných anomalií ve směru SV—JZ v oblasti Kúty—Gbely	Kútský příkop omezený farskou poruchou a svatojanským zlomem
11. Pás kladných anomalií ve směru SV—JZ v oblasti Šaštín—Závod s řadou dílčích kladných anomalií	Elevační oblast štefanovsko-závodská, ve které lze vyčlenit elevaci Štefanov, výraznou elevaci šaštínskou, zdůrazněnou nahuštěním isolinií na kladné anomalii druhých derivací. Dále souhlasně s dílčími kladnými anomaliemi projevují se jižněji strukturní elevace východně od Bor. Sv. Juru, mezi Kuklovem a Čáry, u Sekul a Závodu
12. Záporná anomalie východně od linie Štefanov—Šaštín	Kovalovský příkop omezený zlomem šaštínským a kovalovským

Anomalie druhých derivací	Příslušný geologický strukturní celek
13. Malé kladné anomalie východně od Šaštína	Strukturní elevace v pokleslé kře u kovalovského zlomu
14. Kladná anomalie JV od Senice	Tato anomalie je ve stadiu geologického průzkumu
15. Výrazná kladná anomalie u Lakš. Nové Vsi ve tvaru mohutného hřebenu ve směru Z—V	Odpovídá elevační oblasti u Lakš. N. Vsi na severním okraji prohlubně podél Malých Karpat. Jižní a západní ohraničení anomalie běží zhruba po linii lakšárského zlomu
16. Malá kladná anomalie v prostoru východně od Levár	Levárská elevační oblast. Vzhledem k malé anomalii druhých derivací bude se jednat pravděpodobně o málo výraznou mělkou strukturní elevaci
17. Pruh kladných anomalií v oblasti Malacky—Láb—Vysoká	Odpovídá elevačnímu pruhu, který se táhne od Malacek až k Vysoké a je zhruba jižním pokračováním štefanovsko-závodské elevační oblasti. Od Malacek na západ dílčí kladná anomalie indikuje elevační oblast Malacky-západ
18. Záporná anomalie v oblasti Vel. Levár	Deprese, která odděluje elevační oblast štefanovsko-závodskou od elevačního pruhu Malacky—Vysoká
19. Pruh záporných anomalií východně od linie Malacky—Vysoká	Jedná se o prohlubeň podél Malých Karpat ohraničenou na severu elevační oblastí u Lakš. Nové Vsi
20. Pás záporných anomalií v území řeky Moravy	Ústřední slovenská deprese. Oblast, ve které neogen Vídeňské pánve dosahuje největších mocností



Obr. 5.



Obr. 6.

V geologickém řezu I, který je veden přes severní část Vídeňské pánve, se v křivce anomalií druhých derivací projevuje *kyjovská plošina*, omezená flyšem a *steinberským zlomem*, jako záporná anomalie na rozdíl od strukturní elevace, omezené na západě steinberským zlomem a na východě *moravsko-písecký zlomem*, které v křivce anomalií druhých derivací tvoří dvě výrazné kladné anomalie. Strážnická prohlubeň se projevuje jako anomalie záporná.

V geologickém řezu II, který probíhá od *Hovoran* až k *Hodonínu*, se výrazně projevuje nejsevernější část ústřední prohlubně zápornou anomalií druhých derivací.

V geologickém řezu III, který je veden od *západního okraje* pánve přes *poddvorovské mezikry* až do oblasti *Mikulčic*, se *čejčská plošina* projevuje výraznou zápornou anomalií druhých derivací, kdežto poddvorovské mezikry a poddvorovská strukturní elevace v pokleslé kře u steinberského zlomu se jeví jako výrazná kladná anomalie druhých derivací. Rovněž i v tomto profilu je moravská ústřední deprese charakterisována zápornou anomalií druhých derivací. *Hodonínsko-gbelská hrást*, oddělená od ústřední prohlubně systémem lužických zlomů, je charakterisována kladnou anomalií druhých derivací.

Geologický řez IV je veden z *Petrové Vsi* přes *Štefanov* až na vysokou *kru kovalovskou*. Jako výrazná kladná anomalie druhých derivací se projevuje strukturní elevace štefanovská, která je ze západu omezená *zlomem svatojanským* a z východu *zlomem šaštínským*. *Kovalovský příkop*, omezený na severu *farskou poruchou* a na východě *kovalovským zlomem*, se v křivce anomalií druhých derivací jeví zápornou hodnotou.

Geologický řez V probíhá od řeky *Moravy* přes *Bor. Sv. Jur* až do oblasti východně od *Šaštína*. Kladnou anomalií druhých derivací je charakterisována oblast mezi svatojanským a šaštínským zlomem. Jde zde vlastně o dvě dílčí kladné anomalie druhých derivací, z nichž menší západní charakterisuje malou strukturní elevaci, případně vlek u *smolínského zlomu*, východní, mnohem výraznější kladná anomalie, odpovídá *strukturní elevaci Kuklov—Čáry* a *elevaci šaštínské*. Při tom je nutno brát v úvahu příklad na obr. 6, podle kterého mohou se v oblasti vysoké kry objeviti na okraji anomalie dílčí kladné anomalie druhých derivací. Podobně jako v geologickém řezu IV je i v tomto profilu kovalovský příkop charakterisován zápornou anomalií druhých derivací.

V geologickém řezu VI, který probíhá od řeky *Moravy* přes *Bor. Sv. Jur* k *Lakšárské Nové Vsi*, je kladnou anomalií charakterisováno území mezi *svatojanským* a *šaštínským zlomem* (podobně jako v geologickém řezu V). Oblast mezi šaštínským zlomem a Lakš. Novou Vsí se projevuje zápornou hodnotou druhých derivací a je pravděpodobně jižním pokračováním kovalovského příkopu. Velmi výraznou kladnou anomalií se projevuje *strukturní elevace lakšárská*.

Geologický řez VII probíhá od řeky *Moravy* přes *Gajary* až do oblasti jihovýchodně od *Malacek*. Jako kladná anomalie druhých derivací se v řezu projevuje

malacká elevační oblast, omezená na východě *lábským zlomem*. Pruh kladných a záporných anomalií připomíná model uvedený v obr. 5, t. j. model vertikálního stupně, který může souviseti s lábským zlomem.

V uvedeném srovnání lokálních anomalií s geologickými řezy bylo použito geologických profilů, které byly sestrojeny M. Dlabačem a jsou uvedeny v práci [6].

7. Residuální gravimetrická anomalie

Pro elevační oblast *Malacky—Láb—Vysoká* byly nalezeny lokální anomalie také metodou residuálních anomalií. Při této metodě [3] je v určitém bodě regionální hodnota Bouguerovy anomalie vypočtena jako střední hodnota z hodnot Bouguerových anomalií na kruhu o určitém poloměru. Je tedy

$$\Delta g_R = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \Delta g(r, \varphi)\, \mathrm{d}\varphi, \tag{3}$$

kde r — poloměr kružnice,
φ — azimutální úhel.

Prakticky se provádí výpočet integrálu (3) tak, že se vypočte střední hodnota z n bodů na základním kruhu. Bude potom

$$g_R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \Delta g_i \tag{4}$$

Residuální anomalie v daném bodě se pak vypočte podle vzorce (1). Nevýhodou této metody je, že lokální anomalie je odvislá od volby základního poloměru a je dosti obtížné kvantitativně interpretovati residuální anomalie. Pro lábskou oblast byly sestrojeny mapy residuálních anomalií pro základní poloměr $r = 2{,}5$ km (příloha 10) a $r = 3{,}5$ km (příloha 11).

Residuální anomalie a anomalie druhých derivací vcelku v této oblasti vykazují dobrou shodu. Residuální anomalie pro $r = 2{,}5$ km mají podle (3) lokálnější charakter než pro větší poloměr $r = 3{,}5$ km a ve svých hodnotách jsou z pochopitelných důvodů menší.

8. Závěr

Ze srovnání anomalií druhých derivací s geologickými strukturními celky vyplývá, že kladné anomalie druhých derivací ve vnitroalpské části Vídeňské pánve dobře charakterisují prokázané geologické struk-

turní elevace, a to jak strukturní elevace, vázané na podložní hřbety, tak i na strukturní elevace, podmíněné zlomovou tektonikou. Záporné anomalie indikují naproti tomu depresní oblasti.

V této práci bylo tím dokázáno, že metoda druhých derivací, aplikovaná na starý gravimetrický materiál, řeší základní úkol tíhového průzkumu pro naftovou prospekci, t. j. úkol vymezit elevační oblasti ve Vídeňské pánvi.

Ze znalosti pole Bouguerových anomalií nebylo možné tento úkol řešit. Proto také výsledky gravimetrického průzkumu byly úplně zastíněny výsledky seismického průzkumu, provedeného refrakční vějířovou metodou. Výsledky vějířové metody sloužily často jako jediný geofysikální podklad pro strukturní průzkum.

15. I. 1957

Čs. naftové doly — geofysika, Brno

LITERATURA — REFERENCES

[1] Andrusov D., 1938: Karpathen Miozän und Wiener Becken. Petroleum 34, 27. Wien. — [2] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocenu Dolnomoravského úvalu. Věstník 30, 4. Praha. — [3] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geol. práce, Zošit 43. Bratislava. — [4] Elkins T. A., 1951: The Second Derivative Method of Gravity Interpretation. Geophysics 16, 1, 29. — [5] Griffin W. R., 1949: Residual Gravity in Theory and Practice. Geophysics XIV, 1. — [6] Ibrmajer J. — Dlabač M. — Jurga B., 1955: Komplexní zpracování geofysikálních materiálů Vídeňské pánve. Záv. zpráva. VÚN Brno. — [7] Janoschek R., 1951: Das Inneralpine Wiener Becken, in Schaffer. Geol. der Österreich II. Wien.

BŘETISLAV BERÁNEK—ZDENĚK ADAM

LOCAL GRAVIMETRIC ANOMALIES IN THE CZECHOSLOVAK SECTION OF THE INNER-ALPINE VIENNA BASIN AND THEIR SIGNIFICANCE FOR THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THIS BASIN

The above study contains results that were obtained by a new interpretation of old gravimetric measurements in the Czechoslovak section of the inner-alpine Vienna Basin by means of the method of second derivatives. At the present time, the geologic structure of the Basin is known to a considerable extent from a series of drillings, which enables us to compare the results of gravimetric investigations to those of geological research.

The gravimetric measurements in the Moravian section were carried out with the aid of static gravimeters; the corresponding map of Bouguer's anomalies is in Enclosure No. 1. The Slovak section of the Basin was measured out by torsion balance. By interpretation of the horizontal gradients a map showing the gravimetric isanomals was drawn up (Enclosure No. 2).

In its regional picture the Vienna Basin appears as a large negative anomaly. The main part of Bouguer's anomalies is bound on the density boundary stratum between neogen and its substratum. Connexion of the single structural units is not evident from the field of Bouguer's anomalies. Only local positive anomalies in the region of Vacenovice and Ratiškovice — to the south of Hodonín — indicate elevation areas. Otherwise, the local anomalies manifest themselves in the picture of Bouguer's anomalies mostly only by deformations of the general course of isanomals or by varying density in the arrangement of isanomals, and not by closed isolines.

The local anomalies are of fundamental importance for petroleum prospecting, since they characterize elevation and synclination areas of the Basin. As the local anomalies are screened off by the regional character of the field of Bouguer's anomalies, it was not possible to indicate the elevation regions from the field of Bouguer's anomalies. This problem was solved in the Vienna Basin by the seismic refraction fan shooting.

In this study an attempt is made at separating the local anomalies from the field of Bouguer's anomalies. On account of suppression of the regional substratum of the field of Bouguer's anomalie, the method of second derivatives has been used. For calculation of values of second derivatives Elkins's second formula was chosen for the basic interval of 1.350 m. Map showing isolines of the anomalous field of second derivatives in the Moravian and Slovak sections of the Basin is illustrated in Enclosures Nos. 3 and 4.

In Chapter 6 a geological interpretation of the local anomalies of second derivatives is given. The zone of positive anomalies along the Steinberg and Schrattenberg faults corresponds in its structure to the elevation and/or Velkov belt along the Steinberg and Schrattenberg faults. The Central Moravian Depression, which is the deepest part of the Vienna Bassin, is characterized by the belt of negative anomalies in direction towards the Carpathians in the region between Mutěnice and Lanžhot. To the Hodonín—Gbely horst there correspond the positive anomalies in a north-south direction to the east of the Central Moravian Depression. The tectonically restricted Kúty ditch is characterized by a belt of negative anomalies in NE—SW direction in the Gbely—Kúty region. As a marked positive anomaly in form of a mighty crest in west-east direction, there appears the elevation area near Lakšárska Nová Ves on the northern border of the depression of the Little Carpathians. The Štefanov—Závod elevation area is marked by a belt of positive depressions in NE—SW direction in the region of Šaštín—Závod, with a range of partial positive anomalies, which correspond to the structural elevations near Štefanov, Šaštín, in the country between Kuklov and Čáry, near Sekule and Závod. The elevation belt which extends from Malacky to the Vysoká is grossly characterized by positive anomalies in the region Malacky—Láb—Vysoká.

Besides these most important elevation belts, also smaller structural units could be singled out with the aid of local anomalies of second derivatives, as for instance the structural elevation of Břeclav-North on the high block of the Steinberg fault, the structural elevation in the depressed block near the Kovalov fault, the small positive anomaly in the country to the east of Leváry.

The more marked course of curves of second derivatives, as against Bouguer's anomalies, can be seen not only from the enclosed maps (Enclosures Nos. 1—4), but also from the geological sections (Enclosures Nos. 5—9), in which the curves of values for Bouguer's anomalies as well as second derivatives are traced.

For the region Malacky—Láb—Vysoká local anomalies have been charted also by the method of residual anomalies according to Griffin. A map showing residual anomalies was drawn up for an area of a radius of 2,5 km (Enclosure No. 10) and that of a radius of 3,5 km (Enclosure No. 11). Residual anomalies and those of second derivatives are in good agreement in this region.

A comparison of the anomalies of second derivatives with the geological structural units shows that the geological structural elevations that have been proved, viz. both the structural elevations bound on the underlying buried crests and those due to fault tectonic, are well characterized by the positive anomalies of second derivatives in the Vienna Basin. The depressed areas are, on the contrary, characterized by the negative anomalies.

In the Vienna Basin there exist no elevation areas which are not indicated by positive anomalies of second derivatives. Thus, it has been proved by the study under review that the fundamental task of gravimetric investigations in petroleum prospecting, i. e. the tracing of elevation areas, has been accomplished by the method of second derivatives, applied to ancient gravimetric findings in the Vienna Basin. This problem had formerly not been solved by the mere knowledge of Bouguer's anomalies, and for this reason the results of gravimetric investigations, too, had been wholly obscured by the results of the seismic fan shooting.

15. I. 1957

Czechoslovak Petroleum Exploitation,
Brno

JÁN KANTOR

A^{40}/K^{40} METÓDA URČOVANIA ABSOLÚTNEHO VEKU HORNÍN A JEJ APLIKÁCIA NA BETLIARSKY GEMERIDNÝ GRANIT

(Nemecké resumé)

Úvod

Metódy geochronologického výskumu sú široko rozvinuté najmä v Sovietskom sväze, Spojených štátoch severoamerických a v rade iných štátov, zatiaľ čo u nás sa ich význam ani v geologických kruhoch dostatočne neoceňoval.

V dôsledku toho máme bežnými metódami geologického výskumu spracovaný celý rad území i viackrát, pričom mnoho základných problémov súvisiacich so stratigrafickým začlenením ostáva otvorených.

V Geologickom ústave Dionýza Štúra sme preto pristúpili k vytváraniu predpokladov, ktoré by umožnili širšie rozvinutie geochronologických metód.

V ďalšom podávam krátky prehľad metódy A^{40}/K^{40} na určovanie absolútneho veku hornín a výsledky jej aplikácie na stanovenie doby intrúzie gemeridného granitu od Betliara v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Pri tejto príležitosti ďakujem inž. Viktorínovi z Ústavu pre výskum rúd v Bratislave za pomoc pri riešení niektorých elektrotechnických otázok a M. Garajovi, technickému asistentovi GÚDŠ za neobyčajne svedomitú pomoc pri konštrukčných prácach a pri prevádzke prístroja na určovanie argónu.

Argón-káliová metóda

K najpozoruhodnejším metódam geochronologického výskumu patrí bezpochyby argónová metóda, ktorá upútava na seba v poslednej dobe stále väčšiu pozornosť. Jej význam je v porovnaní s ostatnými metódami o to väčší, že laboratórne určovanie rádioaktívneho izotopu draslíka K^{40} i stabilného produktu rozpadu — argónu, je pomerne jednoduché a dá sa ľahko urobiť vo väčšine laboratórií geologických ústavov.

Nie menší význam má pre široké uplatnenie kálium-argónovej metódy v geochronológii i neobyčajné rozšírenie draselných minerálov v prírode. Tieto faktory ju priamo predurčujú na čelné miesto pred väčšinu ostatných metód.

U draslíka poznáme 8 izotopov K^{37}—K^{44}, z ktorých K^{38}, K^{40} a K^{41} sa vyskytujú v prirodzených zlúčeninách a ostatné sa získavajú rôznymi nukleárnymi reakciami.

Kvantitatívne stanovenie jednotlivých izotopov prirodzeného kália bolo vykonané s veľkou presnosťou najmä Nierom (1950), ktorý udáva takéto percentuálne zastúpenie:

K^{39} . . . . . 93,08 ± 0,04 %,
K^{40} . . . . . 0,0119 ± 0,0001 %,
K^{41} . . . . . 6,91 ± 0,04 %.

Z toho vyplýva, že zo všetkého draslíka (K) stanoveného v určitom mineráli, respektíve hornine, izotop $_{19}K^{40}$ je zastúpený podielom:

$$K^{40} = K \,.\, 1{,}19 \,.\, 10^{-4}.$$

Izotopy K^{39} a K^{41} sú stabilné. Rádioaktívnym je iba izotop K^{40} ako preukázali Hemmendinger a Smyth r. 1937.

Otázkou rádioaktivity $_{19}K^{40}$ sa zaoberal celý rad bádateľov. Najprv bol objasnený rozpad na Ca^{40} emisiou β^-:

$$_{19}K^{40} \rightarrow {}_{20}Ca^{40} + \beta^-.$$

Weizsacker C. F. (1937) prvý upozornil na možnosť, že rádioaktívny rozpad K^{40} sa môže diať aj inou cestou, a to buď β^+ emisiou alebo záborom, K elektrónu, čím sa získa ako konečný produkt rozpadu stabilný izotop argónu A^{40}. Hoci Botheho a Fammersfeldove (1941) výskumy dokázali, že u K^{40} nedochádza k β^+ aktivite, bol neskôr Weizsackerov predpoklad o K zábore plne potvrdený.

Tento druh rádioaktivity sa vyznačuje rozpadom jadra, pri ktorom je elektrón zabraný z K vrstvy elektrónov jadru najbližšej. Nastáva ionizácia v K vrstve a uvoľnené miesto v nej zaujíma elektrón z ďalšej vzdialenejšej vrstvy orbitálnych elektrónov. Pritom sa uvoľňujú rtg (γ) lúče, s charakteristickou líniou K série nového jadra. Ich existenciu preukázal najprv F. C. Thompson a S. Rowlands r. 1943 a potvrdili neskôr E. Bleuler a M. Gabriel (1947).

Druhý spôsob, ktorým sa mal preukázať prechod K^{40} záborom K elek-

trónu do A^{40} bolo priame vydelenie argónu z draselných minerálov a stanovenie jeho izotopického zloženia. V tomto smere znamenali prínos výskumy V. G. Chlopina a E. K. Gerlinga (Gerling 1954), ako aj N. E. Titova a E. K. Gerlinga, ktorými sa preukázalo, že sylvín zo Solikamského ložiska obsahuje argón, zastúpený výlučne svojím izotopom A^{40}. Oproti tomu nemohli uvedení autori konštatovať prítomnosť A^{36}, ktorý je charakteristickým izotopom pre vzdušný argón.

Týmto smerom zamerali svoje výskumy H. E. Suess (1948) a L. T. Aldrich — A. G. Nier (1948) a neskôr celý rad ďalších pracovníkov.

Dospelo sa k jednoznačným záverom o schéme rozpadu K^{40}, na jednej strane emisiou β^- elektrónu na Ca^{40}, na druhej strane záborom K elektrónu (nucleom) sprevádzaným uvoľnením γ kvantu a rtg žiarením. Rádioaktivita K^{40} je daná β rozpadom, K záborom a γ aktivitou a charakterizovaná konštantami vyjadrujúcimi tieto nukleárne deje.

β aktivita sa udáva buď v počte β lúčov — elektrónov emitovaných za jednu sekundu z jedného gramu kália ($K^{39} + K^{40} + K^{41}$), alebo je určovaná rádioaktívnou konštantou λ_β, pričom

$$dN_\beta = \lambda_\beta N \, dt,$$

kde dN_β — počet β lúčov emitovaných v časovom intervale dt,
N — počet atómov izotopu K^{40}.

β rozpad sa môže charakterizovať i periódou polorozpadu $T/2$, ktorá je s rádioaktívnou konštantou λ_β v závislosti:

$$\frac{T}{2} = \frac{\ln 2}{\lambda_\beta} = \frac{0{,}69315}{\lambda_\beta}.$$

Rovnako ako β aktivitu môžeme charakterizovať i γ aktivitu, a to buď počtom γ lúčov uvoľňovaných z jedného gramu K za 1 sekundu, alebo konštantou λ_γ, prípadne periódou polorozpadu $T\gamma/2$.

Medzi vedcami, ktorí sa zaslúžili o výskum rádioaktivity draslíka, treba uviesť i Běhounka (1941). Jeho údaje o γ aktivite draslíka (3,8 γ/sek/g) sa v dobe uverejnenia ostro líšili od hodnôt udávaných inými pracovníkmi. Precízne merania od r. 1941 do dnešných dní však potvrdili, že to bol prvý spoľahlivý údaj o žiarení draslíka, líšiaci sa len nepatrne od dnes platnej hodnoty.

Dôležitými konštantami rádioaktivity K^{40} sú tiež energie β a γ lúčov.

K zábor elektrónu je charakterizovaný rádioaktívnou konštantou λ_k, udávajúcou rýchlosť s akou dochádza k záboru elektrónu jadrom, a tým teda aj k vzniku argónu.

Celková rádioaktívna konštanta λ sa rovná sume čiastkových konštant λ_β a λ_γ a udáva rýchlosť s akou ubúda v dôsledku rozpadu atómov K^{40} a pribúda stabilných produktov — A^{40} a Ca^{40}.

$$\lambda = \lambda_K + \lambda_\beta.$$

Pre celkovú periódu polorozpadu K^{40} platí

$$T/2 = \frac{0{,}69315}{\lambda_K + \lambda_\beta}.$$

Pri využívaní metódy A^{40}/K^{40} na geochronologické datovanie je veľmi dôležitou hodnotou tzv. pomer vetvenia („branching ratio") λ_K/λ_β vyjadrujúci pomer K záborov k β lúčom pri rádioaktívnom rozpade, alebo pomer A^{40}/Ca^{40} u stabilných produktov rozpadu.

Hoci celková rádioaktívna konštanta λ izotopu K^{40} je pomerne jednoznačne s dostatočnou presnosťou známa, tkvie v pomere $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta}$ značná neistota. Hodnoty udávané rôznymi autormi (pozri tab. 1) sa ešte v tomto smere rozchádzajú, napriek úsiliu, ktoré sa v posledných rokoch týmto meraniam venuje.

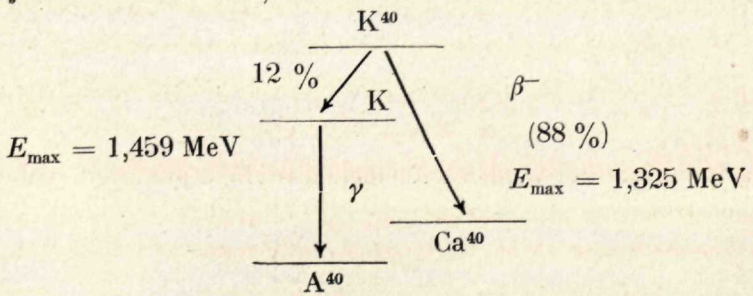
Najnovšie výskumy nasvedčujú tomu, že správny pomer vetvenia leží v medziach 0,10—0,13, a to pravdepodobne skôr okolo hornej hranice, takže môžeme hodnoty, udávané Grafom Sawyerom, Wiedenbeckom, Inghramom—Brownom—Pattersonom—Hessom a Gerlingom—Pavlovom považovať za najsprávnejšie a skutočnému pomeru vetvenia najbližšie.

Pre celkovú rádioaktívnu $\lambda = \lambda_K + \lambda_\beta$ bývajú rôznymi autormi udávané hodnoty pohybujúce sa medzi $0{,}54—0{,}56 \cdot 10^{-9} \cdot r^{-1}$.

V ďalšom budeme k výpočtu absolútneho veku používať tieto hodnoty rádioaktívneho rozpadu (Gerling 1957):

$$\lambda_K = 6{,}02 \times 10^{-11}\ r^{-1},$$
$$\lambda_\beta = 4{,}9 \times 10^{-10}\ r^{-1}.$$

Celková schéma rádioaktívneho rozpadu K^{40} je teda: (Nesmejanov—Lapickij—Rudenko 1954):



Tabuľka 1

Por. č.	$R = \frac{\lambda_K}{\lambda_\beta}$	Autor
1	0,02—0,09	Aldrich—Nier. Phys. Rev. 74, 1948.
2	0,060±0,006	Russell—Shillibeer—Farquhar—Mousuf. Phys. Rev. 91, 1953.
3	0,07	Ceccarelli—Quareni—Rostagni. Phys. Rev. 80, 1950.
4	0,085±0,005	Wasserburg—Hayden. Geochim. Cosmochim. Acta 7, 1950.
5	0,10±0,01	Suttle—Libby. Anal. Chem. 27, 1955.
6	0,124	Vinogradov. Geochim. 5, 1957.
7	0,125	Gerling—Pavlov. DAN 76, 1951.
8	0,1263±0,0027	Inghram—Brown—Patterson—Hess. Phys. Rev. 80,1950.
9	0,127±0,12	Graf. Phys. Rev. 79, 1950.
10	0,135	Birch Jour. Geophys. Res. 56, 1951.
11	0,136	Sawyer—Wiedenbeck. Phys. Rev. 79, 1950.
12	1,9±0,4	Bleuler—Gabriel. Helv. Phys. Acta 20, 1947.

Základná rovnica u rádioaktívneho rozpadu je:

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}, \qquad [1]$$

kde N_0 — počet atómov rádioaktívneho prvku na počiatku rozpadu ($t = 0$),

N_t — počet atómov rádioaktívneho prvku, ktoré po dobu t ostali nepremenené,

e — základ prirodzených logaritmov,

λ — rádioaktívna konštanta,

t — časový úsek, počas ktorého rádioaktívny rozpad prebiehal.

Počet atómov rozpadnutých za dobu t je

$$N = N_0 - N_t. \qquad [2]$$

Z rovnice $N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$ vyplýva $N_0 = N_t \cdot e^{\lambda t}$ čiže pre [2] obdržíme:

$$N = N_t(e^{-\lambda t} - 1).$$

Z posledného vzťahu vyplýva všeobecná rovnica pre stanovenie absolútneho veku:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{N}{N_t}\right). \qquad [3]$$

U minerálov obsahujúcich draslík je počet atómov K^{40}, ktoré sa behom doby t premenili na A^{40} — daný počtom atómov v mineráli prítomného rádiogénneho argónu, $N = A^{40}$.

Pre zostavenie vekovej rovnice u argón-káliovej metódy sa množstvo vzniknutého argónu vyjadruje rozdielom medzi pôvodným množstvom K^{40} prítomným v mineráli v dobe jeho vzniku a množstvom K^{40} nájdeným experimentálne po uplynutí doby t.

Nakoľko rádioaktívny rozpad draslíka je zložitý dej, pri ktorom časť K^{40} sa mení K záborom na A^{40} a časť β^- emisiou na Ca^{40}, počíta sa, prirodzene, pri argón-káliovej metóde iba s tou časťou K^{40}, u ktorej prichádza do úvahy prechod na A^{40}.

Tento podiel je určovaný pomerom vetvenia („branching ratio"), ktorého hodnota je pri našich dnešných znalostiach rádioaktivity draslíka ešte vždy zdrojom najväčšej neistoty. Pri použití nižšej hodnoty pre pomer vetvenia ako odpovedá skutočnosti, obdržíme vyššie hodnoty pre absolútny vek a naopak.

Počet atómov N_0 tej časti K^{40}, u ktorých má nastať rozpad na A^{40}, je v dobe t_0 daný vzťahom:

$$N_0 = K^{40} \cdot \frac{\lambda_K}{\lambda_K + \lambda_\beta} \cdot e^{(\lambda_K + \lambda_\beta) \cdot t}, \qquad [4]$$

kde K^{40} — počet atómov K^{40} prítomných v mineráli v dobe t,

$\frac{\lambda_K}{\lambda_K + \lambda_\beta}$ — pomer vyjadrujúci rýchlosť, s akou sa vytvára z celkove rozpadnutého K^{40} rádiogénny argón,

t — doba, ktorá uplynula od vzniku minerálu.

Množstvo K^{40}, a to z toho podielu, ktorý prejde K záborom elektrónu, je v mineráli v dobe t dané počtom N_t doteraz nerozpadnutých atómov.

$$N_t = K^{40} \cdot \frac{\lambda_K}{\lambda_K + \lambda_\beta}. \qquad [5]$$

Zo vzťahov [3] a [5] plynie rovnica pre absolútny vek

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{A^{40}}{K^{40}} \cdot \frac{R + 1}{R}\right). \qquad [6]$$

Na základe uvedeného môžeme vekovú hranicu vyjadriť tiež

$$t = \frac{\lg \left[\frac{mA^{40}}{mK^{40}} + \frac{\lambda_K}{\lambda_K + \lambda_\beta}\right] - \frac{\lambda_K}{\lambda_K + \lambda_\beta}}{(\lambda_K + \lambda_\beta) \cdot \lg e}, \qquad [7]$$

ktorá sa po dosadení Gerlingových (1957) hodnôt za $\lambda_K = 6{,}02 \cdot 10^{-11} \cdot r^{-11}$ a $\lambda_\beta = 4{,}9 \cdot 10^{-10} \cdot r^{-1}$ mení na formu

$$t = \frac{\lg\left[\frac{m\mathrm{A}^{40}}{m\mathrm{K}^{40}} + 0{,}1094\right] - 1{,}0391}{2{,}39 \cdot 10^{-10}}. \qquad [8]$$

Posledný uvedený vzťah použil Melentjev (1955) na konštrukciu nomogramu na vyčíslenie absolútneho veku podľa argón-káliovej metódy, ktorý bude v ďalšom použitý pri geochronologickom vyhodnotení nami skúmaných vzoriek.

Analytická časť

1. Draslík. Stanovenie draslíka možno urobiť hociktorou metódou, zaručujúcou spoľahlivé oddelenie draslíka od ostatných alkálií.

Pomerne najrýchlejšie a najpresnejšie je určovanie pomocou plamenného fotometra, ktoré sme používali pri geochronologickom výskume podľa kálium-argónovej metódy.

2. Argón vyskytujúci sa v našej atmosfére vyznačuje sa podľa Niera (1950) týmto izotopickým zastúpením:

A^{40}	99,600 %,
A^{38}	0,063 %,
A^{36}	0,337 %.

Pritom je jeho kvantitatívne zastúpenie vo vzduchu mnohonásobne vyššie ako u ostatných inertných plynov, čo viedlo Weizsackera, ako sme sa už zmienili, k teoretickému predpokladu o vzniku argónu pri rádioaktívnom rozpade draslíka.

Nakoľko je to izotop K^{40}, ktorý ako instabilný poskytuje svojím rozpadom argón, je i tento reprezentovaný svojím izotopom A^{40}.

Ľahšie izotopy argónu A^{38} a A^{36} nie sú rádiogénne, takže sa prakticky nevyskytujú v mineráloch obsahujúcich draslík.

Sú typickými predstaviteľmi vzdušného argónu.

Ako ukázal izotopický rozbor argónu vydeleného z K minerálov, pozostáva tento z rádiogénneho izotopu masy K^{40}, a to v množstvách 98—100 % u starých minerálov. Ostatok tvorieva vzdušný argón, ktorého množstvo sa počíta hlavne podľa zastúpenia izotopu K^{36}.

Pôvod vzdušného argónu treba podľa Gerlinga (1956) hľadať najmä v nedokonalosti analytických aparatúr, kde je pri zahrievaní vzorky v kre-

mennej trubici na 1200—1300 °C daná možnosť jeho difúzie do vysokovákuového systému.

Rovnako zdrojom vzdušného argónu môžu byť netesnosti aparatúry, okludovanie vzdušného argónu vo vákuovom maze a na stenách a ich neskoršie uvoľnenie, a pod.

Pri izotopickom rozbore argónu z minerálov možno ľahko vykonať korekciu na nerádiogénny argón.

Ak stanovenie más nie je možné, vyžaduje si proces uvoľnenia argónu, jeho izolácia od ostatných plynov, kvalita aparatúry atď., najvyššiu pozornosť.

V takýchto prípadoch poskytujú najspoľahlivejšie výsledky staré minerály s vysokým obsahom draslíka i argónu, a to najmä sľudy, biotit a muskovit. Množstvá vzoriek s nízkymi obsahmi draslíka, prípadne s vysokým obsahom, avšak veľmi mladé, treba zvýšiť úmerne s citlivosťou používanej aparatúry.

K stanoveniu obsahov argónu v mineráloch a horninách bola na ústave vyhotovená špeciálna aparatúra.

Uvoľnenie argónu a ostatných plynov sa robí zahrievaním vzorky na 1200—1300 °C, pričom k uvoľneniu všetkého argónu treba obvykle 7 až 10 hod. Zahrievanie sa ukončí, akonáhle kontrolné merania neukazujú nijaké ďalšie pribúdanie plynov.

Uvoľnené plyny sa v kalciovej piecke očisťujú od všetkých chemicky aktívnych plynov, až kým ostávajú nepohltené iba inertné plyny — hélium a argón, ktorých čistota sa kontroluje spektroskopicky.

Objem hélia a argónu sa zmeria v Mc Leodovom manometri a prevedie na normálne podmienky.

Oddelenie argónu od hélia sa robí na drevenom uhlí chladenom tekutým vzduchom. Argón ostáva pohltený a zmeria sa objem čistého spektroskopicky kontrolovaného hélia.

Množstvo argónu sa zisťuje z rozdielu medzi sumou inertných plynov a objemom samého hélia.

Vek betliarskeho granitu podľa A^{40}/K^{40}

Betliar patrí ku klasickým lokalitám gemeridných granitov, uvedeným do geologickej literatúry Regulym (1904).

Od tých čias sa stal viackrát predmetom geologicko-petrografických štúdií, podobne ako ostatné gemeridné granity. Vzájomný genetický vzťah medzi jednotlivými intrúziami gemeridných granitov bol všetkým bádateľom od počiatku zrejmý a jedine v priraďovaní granitu od Železníka

(turčocký granit) k ostatným gemeridným granitom vznikli určité pochybnosti.

Aj keď komagmatičnosť gemeridných granitov bola čoskoro preukázaná, ostala dlhšie otvorenou otázka ich začlenenia do rámca tektonicko-magmatickej činnosti Západných Karpát.

Proti starším názorom na hercýnsky vek gemeridných granitov sa prvý postavil Kordiuk (1941). Na základe nepatrného tektonického postihnutia tunajších žúl, za predpokladu ich genetického vzťahu k metalogenéze Spišsko-gemerského rudohoria prejavujúcej sa až do spodného triasu, a na základe chýbania valúnov gemeridných žúl v predtriasových útvaroch, považuje ich za miocénne.

Schönenberg (1947) sa v svojej práci zaoberal detailne genetickými vzťahmi medzi gemeridnými granitmi a metalogenézou Spišsko-gemerského rudohoria. Pritom dospel k názoru, že tunajšie granity sú určite mladšie ako subhercýnska a možno aj laramická fáza vrásnenia.

Autori, ktorí sa neskôr dotkli týchto otázok, prikláňali sa k niektorému z uvedených názorov na vek gemeridných granitov.

Najnovšie sa snaží Ilavský (1957) v svojej práci o zrudnení Spišsko-gemerského rudohoria dokázať mladopermský až spodnotriasový vek granitov a časti zrudnenia.

Keďže závislosť sulfidického zrudnenia tzv. rejuvenačnej fázy na granitoch býva všeobecne uznávaná, má stanovenie veku intrúzie pri rôznosti názorov značný význam.

Účelom tohto pojednania je prispieť doteraz neaplikovanými metódami, opierajúcimi sa o rádioaktívny rozpad, k objasneniu veku gemeridných granitov.

V prvej etape tohto výskumu boli z betliarskeho granitporfýru vyseparované porfyrické živce a podrobené analýze na draslík a argón. Výsledky:

Vzorka 1

$$K_2O = 8{,}67\ \%,$$
$$K = 7{,}198\ \%,$$
$$K^{40} = 0{,}864 \cdot 10^{-5}\ g/g,$$
$$A = 2{,}952 \cdot 10^{-5}\ cc/g,$$
$$\frac{A}{K^{40}} = 3{,}416.$$

Absolútny vek podľa Melentjevovho nomogramu:

$$t_1 \doteq 98 \text{ miliónov rokov.}$$

Vzorka 2

$K_2O = 8{,}25\ \%$,
$K = 6{,}849\ \%$,
$K^{40} = 0{,}822 \cdot 10^{-5}\ g/g$,
$A = 2{,}792\ cc/g$,
$\frac{A}{K^{40}} = 3{,}396$,
$t_2 \doteq 98$ miliónov rokov.

Vyčíslenie podľa Melentjevovho nomogramu sa opiera o konštanty rozpadu K^{40}:

$$\lambda_K = 6{,}02 \cdot 10^{-11} \cdot r^{-1},$$
$$\lambda_\beta = 4{,}9 \cdot 10^{-10} \cdot r^{-1}.$$

Izotopický rozbor argónu z betliarskeho granitu nemohol sa vykonať pre nedostatok hmotného spektrografu.

Podľa literárnych údajov a zdelenia akademika Ščerbakova býva radiogénny argón A^{40} z minerálov kontaminovaný vzdušným argónom (A^{36}, A^{38}, A^{40}) v množstve 2—5 %. U mladých minerálov môže dosiahnuť až 10 %, niekedy dokonca aj viac.

V živcoch je argón viazaný menšou energiou ako v biotitoch, takže z mriežky ľahšie difunduje, čo sa prejavuje stratou argónu, predovšetkým u starých živcov. O tejto otázke sa zmienim v súvislosti s detailnejšou geochronologickou štúdiou gemeridných granitov.

Živce z betliarskeho granitporfýru vykazujú na základe kálium-argónovej metódy absolútny vek 98 miliónov rokov. Táto hodnota je pri použití Holmesovej absolútnej stratigrafickej škály v dobrom súlade so Schönenbergovým názorom na vrchnokriedový vek intrúzie gemeridných granitov.

6. VI. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

[1] Alburger D. E., 1950: Beta-ray spectrum of K^{40}. Phys. Rev. 78. — [2] Birch F., 1951: Recent work on the radioactivity of potassium and some related geophysical problems. Jour. Geophys. Res. 56. — [3] Ceccarelli M. — Quareni G. — Rostagni A., 1950: On the radioactivity of potassium. Phys. Rev. 78. — [4] Faust W. R., 1950: Specific activity of potassium. Phys. Rev. 78. — [5] Gerling E. K., 1954: Argonovyj metod opredelenja vozrasta mineralov. Trudy I. sessii komisii po opredeleniju vozrasta geol. formacii. Moskva. — [6] — 1957: Argonovyj metod opredelenja vozrasta i jego primenenije dlja

razčlenenija dokambrijskych obrazovanij baltijskogo i ukrainskogo ščitov. Geochimija 5. Moskva. — [7] Graf T., 1950: Electron capture/β-decay ratio in K^{40}. Phys. Rev. 79. — [8] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46. Bratislava. — [9] Inghram M. G. — Brown H. — Patterson C. — Hess D. C., 1950: The branching ratio of K^{40} radioactive decay. Phys. Rev. 80. — [10] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava. — [11] Kordiuk B., 1941: Junge Granite und Vererzung des Slowakischen Erzgebirges. Zbl. Min. etc. Abt. B. Stuttgart. — [12] Nesmejanov A. N. — Lepickij A. V. — Rudenko N. P., 1954: Polučenije radioaktivnych izotopov. Moskva. — [13] Nier A. O., 1950: A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. Phys. Rev. 77. — [14] Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce, Zošit 39. Bratislava. — [15] Poole J. H. — Delaney C. F. G., 1951: Origin of atmospheric argon and the radioactive decay constants of potassium 40. Nature 167. London. — [16] Reguly E., 1904: Der Südabhang des Volovecz zwischen Veczveres und Betler. Jhb. ung. geol. RA. Budapest. — [17] Russel R. D. — Shilliber H. A. — Farquhar R. M. — Mousuf A. K., 1953: The branching ratio of potassium 40. Phys. Rev. 91. — [18] Sawyer G. A. — Wiedenbeck M. L., 1949: Gamma ray of K^{40}. Phys. Rev. 76. — [19] Schilliber H. A. — Russel R. D., 1955: The argon 40 content of the atmosphere and the age of the earth. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 8. — [20] Spiers F. W., 1950: Radioactivity of potassium. Nature 165. — [21] Schönenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone. Ztschr. Dtsch. geol. Ges. 99. Stuttgart. — [22] Thomson S. J. — Mayne K. J., 1955: The ages of three stony meteorites and a granite. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 7. — [23] Vinogradov A. P., 1957: Sravnenje danych po vozrastu porod, polučennych različnymi metodami, i geologičeskije vyvody. Geochimija 5. Moskva. — [24] Wasserburg G. J., 1955: A^{40}—K^{40} dating. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 7. — [25] Wetherill G. W. — Aldrich L. T. — Davis G. L., 1955: A^{40}/K^{40} rations of felspars and micas from the same rock. Geochim. Cosmochim. Acta Vol. 8.

JÁN KANTOR

A^{40}/K^{40} METHODE ZU ABSOLUTEN ALTERSBESTIMMUNGEN UND DAS ALTER DES GEMERIDEN GRANITES VON BETLIAR, ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE

In der Arbeit wird zuerst die Radioaktivität des Kaliums und der darauf beruhenden Kalium-Argon Methode für absolute geochronologische Auswertungen behandelt.

Der radioaktive Zerfall des Kaliums ist ausschließlich auf das Isotop K^{40} beschränkt und verläuft einerseits durch Elektroneneinnahme (electron capture) unter Aussendung von γ Strahlen in Argon 40 und anderseits durch β Emission in Ca^{40} über.

Während die radioaktive Konstante $\lambda = \lambda_K + \lambda_\beta$ mit genügender Präzision bekannt ist, herrscht noch im Verhältnis λ_K/λ_β eine ziemlich große Unsicherheit. Die Angaben einzelner Autoren sind in der Tabelle auf der Seite 192 des slowakischen Textes angegeben. Es scheint heutzutage außer Zweifel zu stehen, dass der richtige Wert für λ_K/λ_β zwischen 0,10—0,13 liegt.

Wir benutzten für die geochronologische Auswertung Gerling's (1956) neueste Werte:

$\lambda_K = 6{,}02 \times 10^{-11}$ Jahr^{-1},

$\lambda_\beta = 4{,}9 \times 10^{-11}$ Jahr^{-1}, die auch Melentjev zur Berechnung seines Nomogramms dienten.

Das absolute Alter nach der Argon-Kalium Methode ist durch die folgende Formel gegeben:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{A^{40}}{K^{40}} \cdot \frac{R+1}{R} \right],$$

wo $R = \frac{\lambda_K}{\lambda_\beta}$ ist.

Die auf Grund Gerling's Angaben für R errechneten Werte absoluten Alters eines Gesteins erhöhen sich um 10—20 % bei der Benutzung Wasserburg's bzw. Suttle-Libby's Angaben für λ_K/λ_β.

Der Granit von Betliar und sein Alter

Betliar gehört zu den klassischen Lokalitäten gemerider Granite im Zips-Gömörer Erzgebirge und wurde in die geologische Literatur durch Reguly (1904) eingeführt.

Seit dieser Zeit war er, ähnlich, wie die anderen gemeriden Granite, mehrmals Gegenstand geologisch-petrographischer Studien.

Die gegenseitigen genetischen Beziehungen zwischen den einzelnen intrusiven Granitmassivchen (Betliar, Hnilec, Zlatá Idka, Poproč, Medzev, Čučma) wurden früh erkannt und nur beim Granit von Turček (Železník) entstanden Ungewißheiten, ob ihn zu den anderen gemeriden Graniten, oder zum veporiden Granit des Kohút-Massives zuzugliedern.

Die Einreihung der Granite in den stratigraphischen und tektonisch-magmatischen Werdegang der Westkarpaten blieb jedoch offen.

Korduik (1941) stellte sich als erster gegen ältere Anschauungen über herzynisches Alter der gemeriden Granite und schrieb ihnen miozänes Alter zu.

Schönenberg (1947) befaßte sich eingehend mit den genetischen Beziehungen zwischen den Granitintrusionen und der Metallogenese des Zips-Gömörer Erzgebirges. Die gemeriden Granite stellen Instrusionen dar, die jünger, als die subherzynische, vielleicht auch jünger als die lamarische Faltungsphase sind.

Die Autoren, die später zur Altersfrage Stellung nahmen, neigten sich zu den einzelnen erwähnten Ansichten.

Neuestens studierte Ilavský (1957) die metallogenetischen Verhältnisse im Zips-Gömörer Erzgebirge und glaubt Beweise für permisches Alter der gemeriden Granite zu besitzen.

Wie aus dieser kurzgefaßten Übersicht hervorgeht, wurde den Graniten von verschiedenen Autoren karbonisches bis miozänes Alter zugeschrieben.

Bei der bekannten Verknüpfung eines Teiles der Vererzung mit den Graniten hat die Lösung dieser Probleme neben rein theoretischer auch eine praktische Bedeutung.

Es wurde daher versucht durch die Anwendung radioaktiver Methoden neue Anhaltspunkte zu gewinnen.

Zwei Feldspatproben aus dem porphyrischen Granit nördlich von der Gemeinde Betliar wurden auf ihren Argon- und Kaliumgehalt analysiert.

Zur Bestimmung des Argongehaltes benutzten wir eine nach dem durch Chlopin und Gerling beschriebenen Prinzip arbeitende Apparatur. Zur Befreiung der Gase aus den Proben wurde eine 7—9stündige Erhitzung auf 1250 °C im Hochvakuumsystem angewandt.

Die Reinigung der Edelgase (He, A) folgte im Kalziumoffen bis alle aktiven Gase absorbiert wurden. Die Trennung des Argons vom Helium vollzog sich auf aktiver, durch flüßige Luft gekühlter Holzkohle. Es wurde zuerst Helium mit Argon und nachher Helium allein spektroskopisch auf Reinheit geprüft und die Volumen im Mc Leod'schem Manometer gemessen.

Die Ergebnisse

Probe 1:

$K_2O = 8{,}67\ \%$,
$K^{40} = 0{,}864 \times 10^{-5}$ g/g,
$A = 2{,}952 \times 10^{-5}$ cc/g,
$\frac{A}{K^{40}} = 3{,}42.$

Absolutes Alter aus Melentjev's Nomogramm:

$t_1 \doteq 98$ Millionen Jahre.

Probe 2:

$K_2O = 8{,}25\ \%$,
$K^{40} = 0{,}822 \times 10^{-5}$ g/g,
$A = 2{,}792 \times 10^{-5}$ cc/g,
$\frac{A}{K^{40}} = 3{,}42,$
$t_2 \doteq 98$ Millionen Jahre.

Die isotopische Zusammensetzung des Argons konnten wir nicht kontrollieren. Nach den Literaturangaben solcher massen-spektroskopischer Analysen und nach der Mitteilung des Akademikers Ščerbakov aus Moskau pflegt bei günstigen Bedingungen gegen 2 %, bei jungen Mineralen dagegen um 5 %, ausnahmsweise bis über 10 % atmosphärischen Argons zum radiogenen A^{40} beigemengt zu sein.

Aus den Feldspaten diffundiert Argon schneller, als aus den Glimmern. Inwieweit sich diese Diffusion bei den absoluten Altersbestimmungen äußert, wird Gegenstand eines eingehenderen Studiums sein.

Die Feldspate aus dem Granitporphyr von Betliar weisen nach der A^{40}/K^{40} Methode ein absolutes Alter von 98 Millionen Jahren. Dieser Wert ist bei der Anwendung der absoluten stratigraphischen Skala nach Holmes im guten Einklang mit Schönenberg's Ansicht auf die oberkretazeische Intrusion der gemeriden Granite.

6. VI. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 11

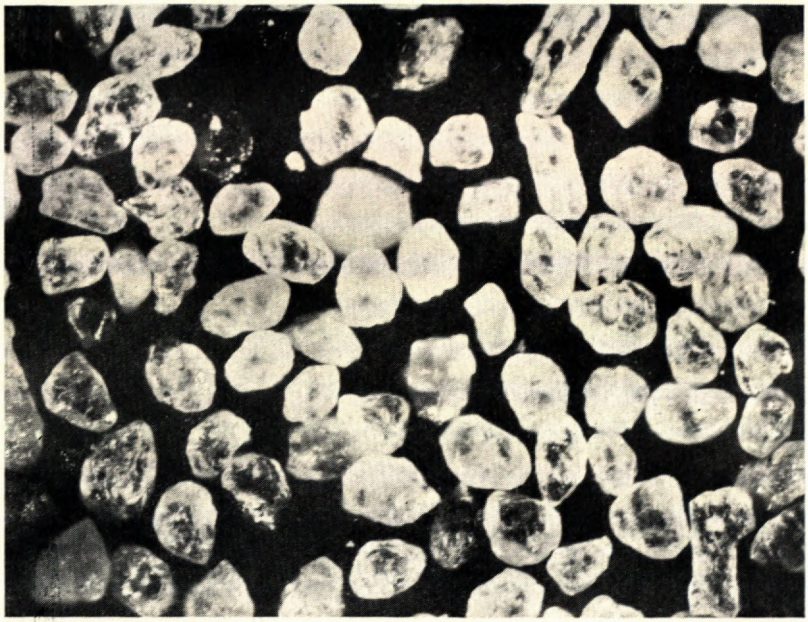
neperiodická edícia Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave,
Mlynská dolina 1
Vydalo Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava 1957

Hlavná redaktorka dr. Edita Brestenská
Odborný redaktor dr. Oto Fusán
Redaktor publikácie dr. Ján Šmigáň
Technický redaktor Jaroslav Krejzla
Tajomník redakcie dr. Blahoslav Vaculík

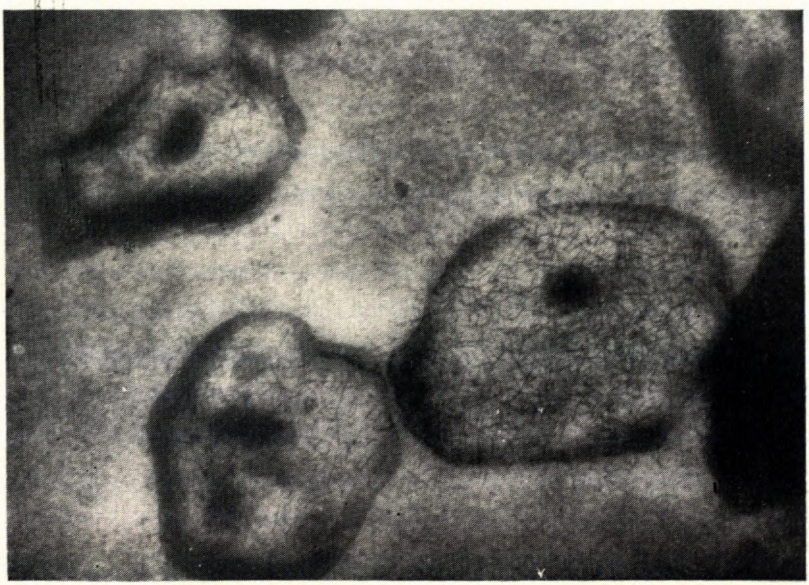
301-03. Daň 5 %. P. č. 592. Náklad 1150 výtlačkov. Papier 221-01,
70×100, 80 g. PH 7,33, AH 20,37, VH 20,62. Výmer PK 96210/54-I, F-138324
Vytlačili Brněnské knihtiskárny, n. p., zákl. závod, Brno,
písmom garmond Didot

Cena brož. Kčs 23,80

56/III-3



Obr. 1. Monazit z otavských náplavov v podobe pomerne silne opracovaných zŕn. Zväčš. 23×.



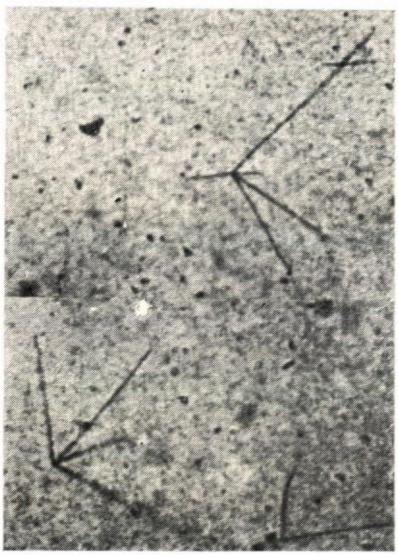
Obr. 2. Zrná monazitu so stopami nimi emitovaných α častíc. Mikrofoto urobené dvojitou expozíciou: raz pri zaostrení na stopy α častíc, druhý raz na monazit. Výbrus s nukleárnou emulziou. Zväčš. 180×.



Obr. 1. Stopy α častíc nad naleštěným zrnom monazitu. Obvyklý spôsob rozmiestnenia. Zväčš. 360×.

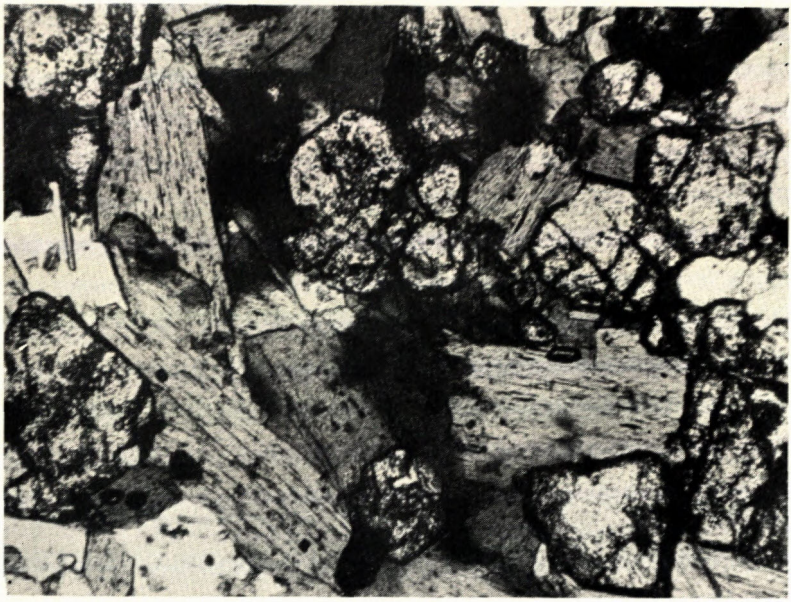


Obr. 2. To isté pri silnom zväčšení.

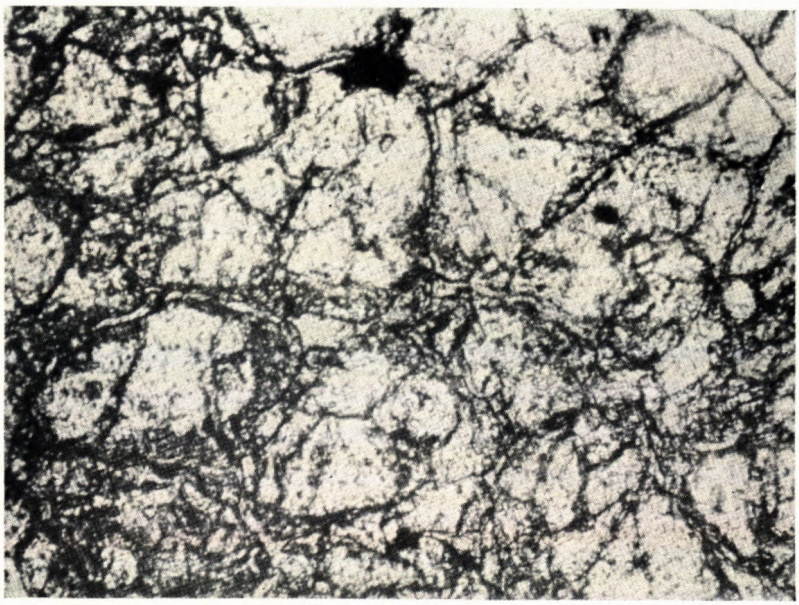




Obr. 3, 4. Tóriové hviezdy vzniknuté postupným emitovaním α častíc z jedného postupne sa meniaceho atómu izotopov tóriového radu.

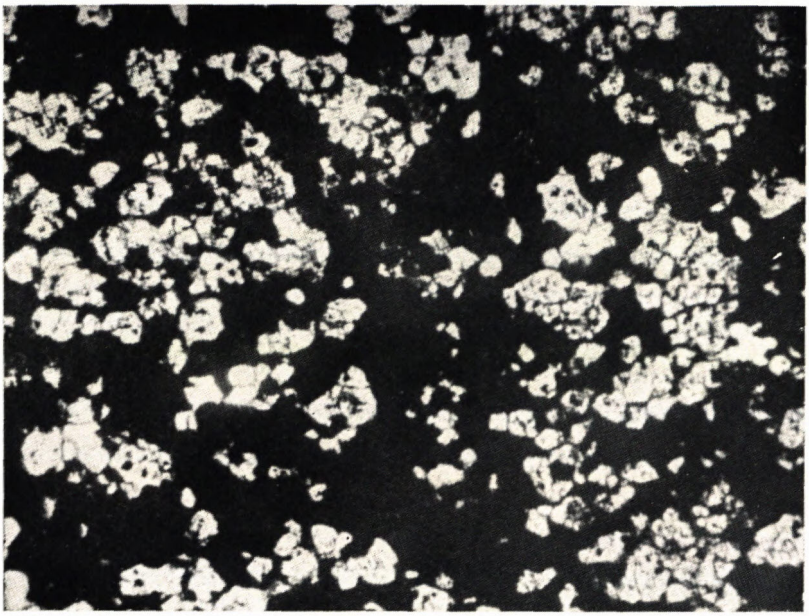


Obr. 1. Metamorfná rovnováha medzi granátom a biotitom. Metasomatóza biotitu magnetitom v počiatočnom štádiu. Nikoly rov. Zväčš. 82×.



Obr. 2. Granátovec. Nikoly rovnobež. Zväčš. 160×.

Foto Vrbovský

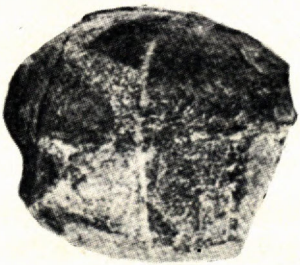


Obr. 1. Magnetovec. Nikoly rovnobež. Zväčš. 25×.
Foto Vrbovský



Obr. 2. Fácia zelených bridlíc, asociácia muskovit—biotit—albit—kremeň.
Nikoly X. Zväčš. 25×. Foto Vrbovský















Obr. 1. Severná časť Bátovskej kotliny.



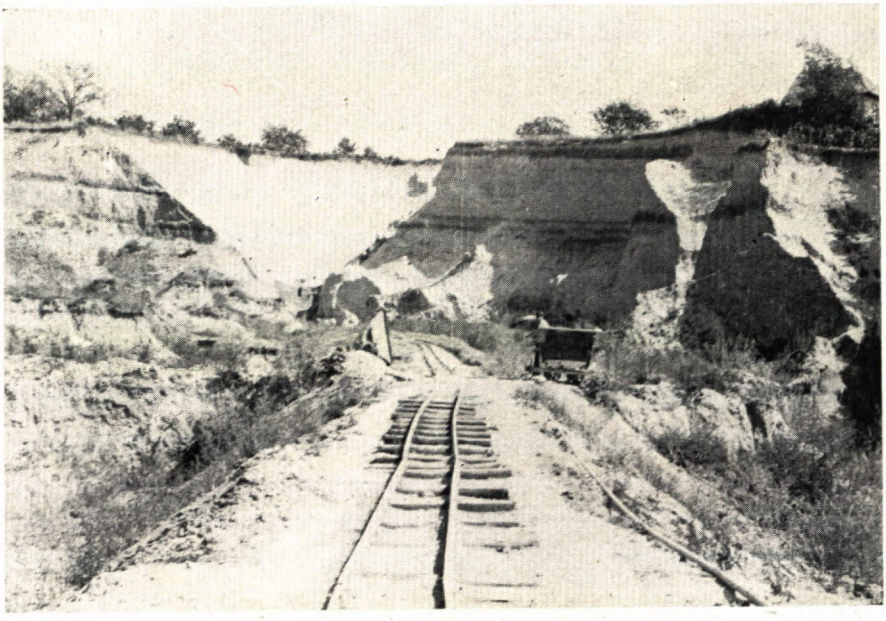
Obr. 2. Andezitové tufy prikryté terasovými štrkmi a pieskami Sikenice v Dolných Žemberovciach.



Obr. 1. Transgresie spodnosarmatských tufitov a tufitických pieskov na andezitické aglomeráty a brekcie v dolnej časti Bátovskej kotliny.



Obr. 2. Vypreparovaný andezit a aglomerát vo vedľajšom údolí pri Gondove.



Obr. 1. Exploatácia spraše pri Leviciach.



Obr. 2. Tektonika (poklesy smerom k panve) v tufoch a tufitoch v južnej časti Bátovskej kotliny pri Tlmačoch.

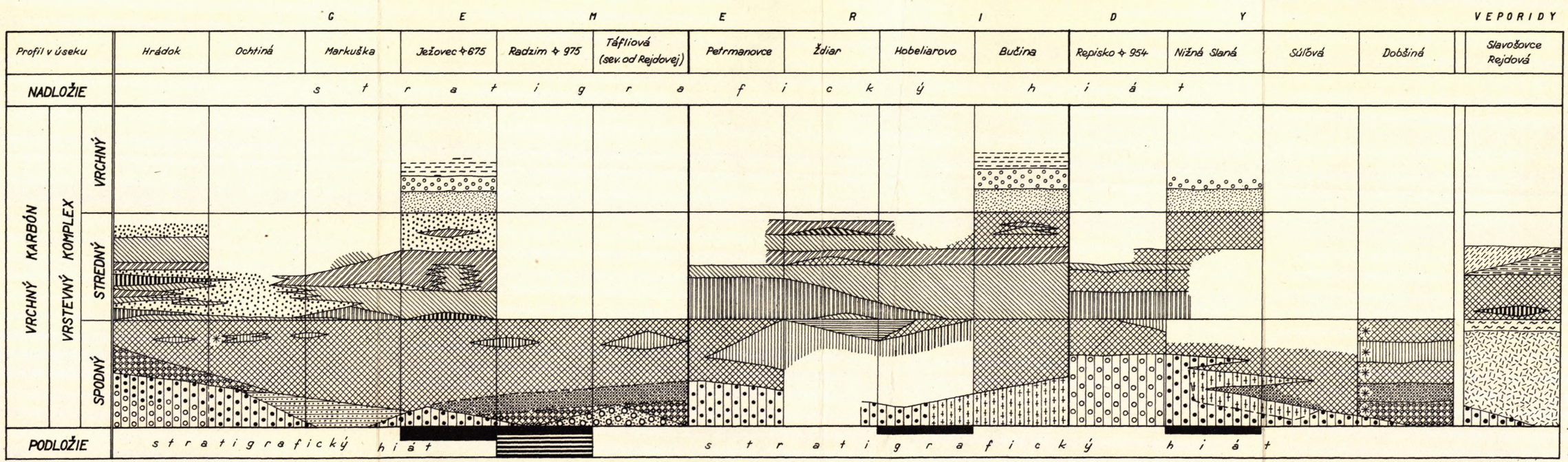
1819 zpravy II

Príloha III

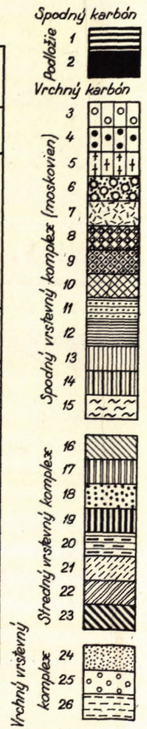
Stratigrafická tabuľka karbónskych súvrství v širšom okolí Nižnej Slanej

Zostavil Laurenc Snopko 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra – Knižnica



* vek dokázaný skamenelinami v Dobšinej a v Ochtinej ako moskovien.

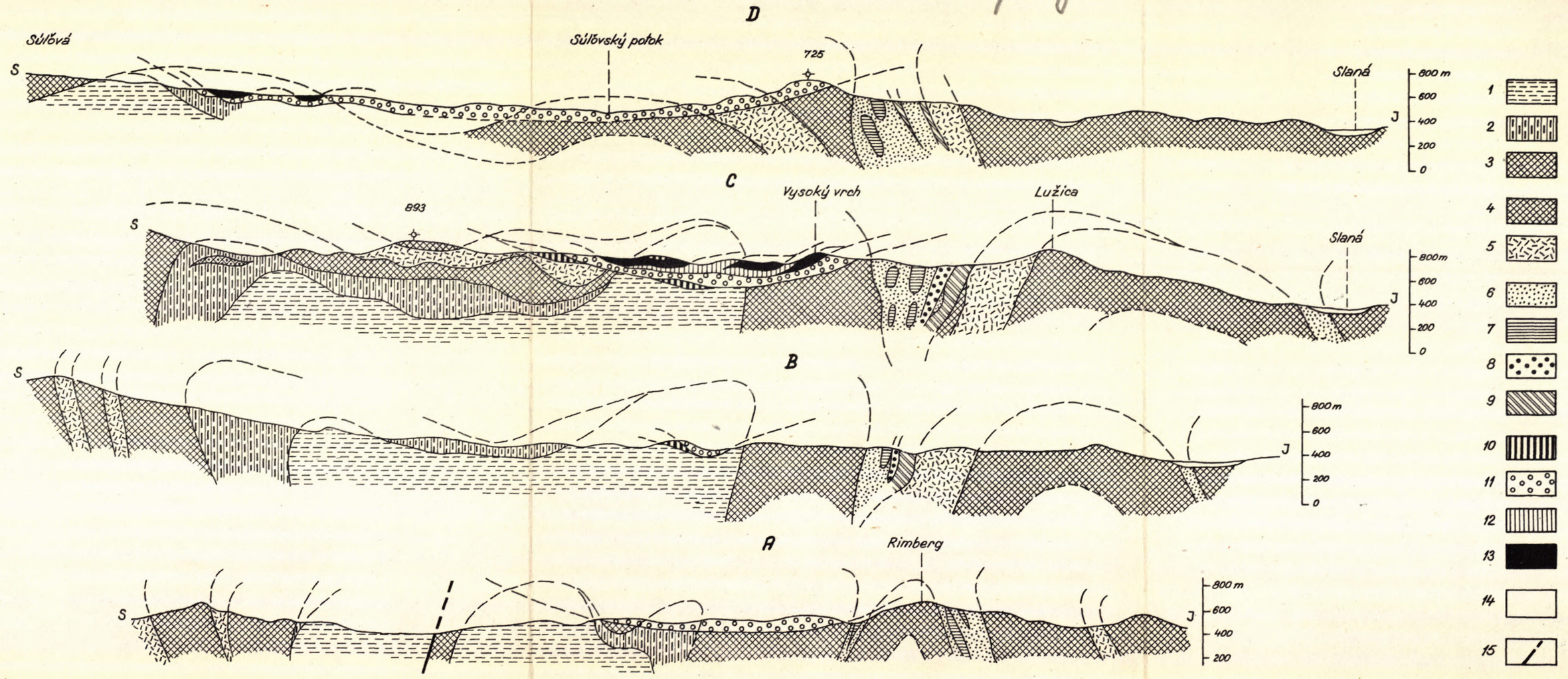


Príloha II

Geologické profily územia medzi Nižnou Slanou a Súľovou

Zostavil Laurenc Snopko 1956

1B 19 b
Zprávy 11



Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica

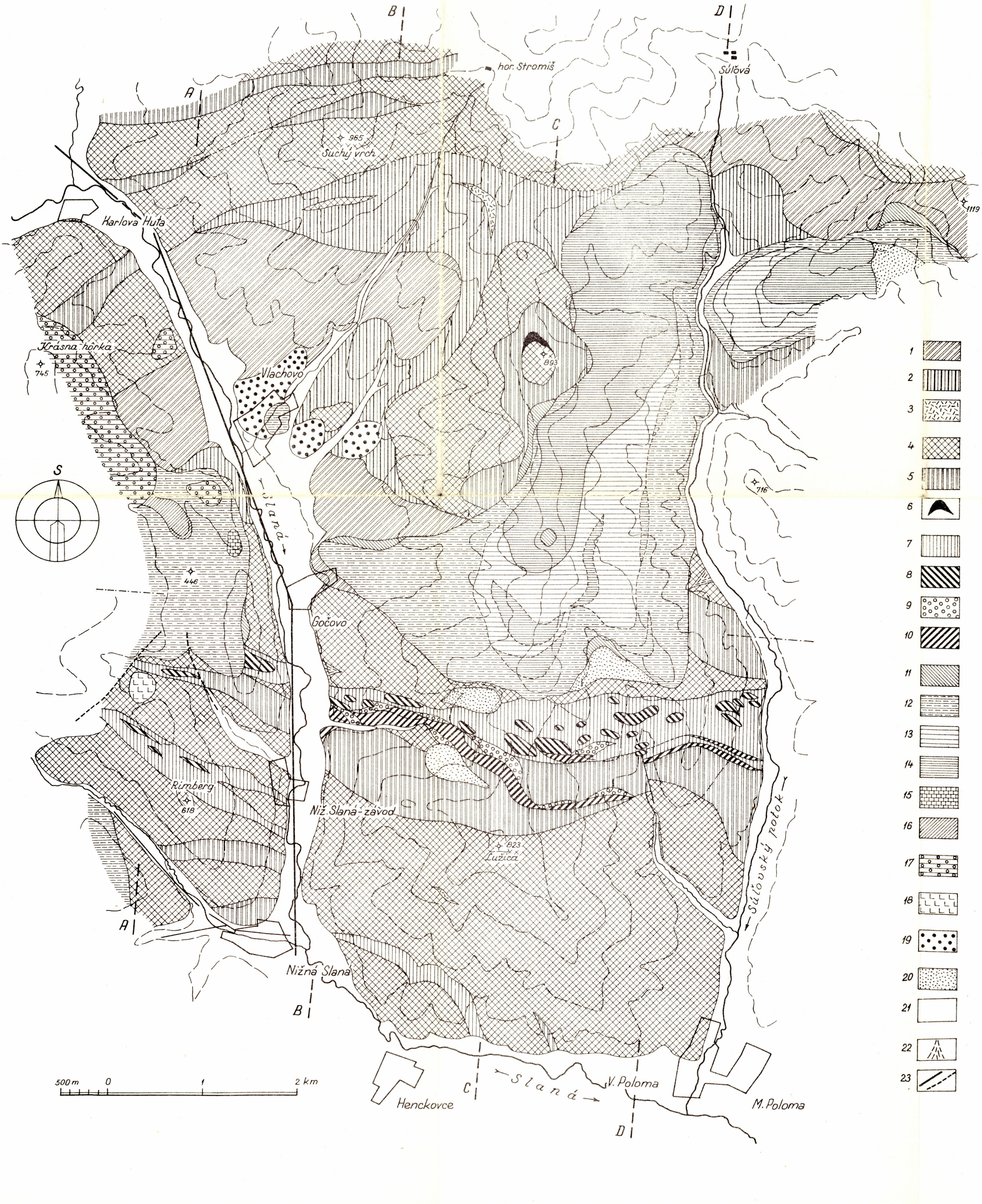
Príloha I

13196
zprávy II

Geologická mapa územia medzi Nižnou Slanou a Súľovou

Zostavil Laurenc Snopko 1956

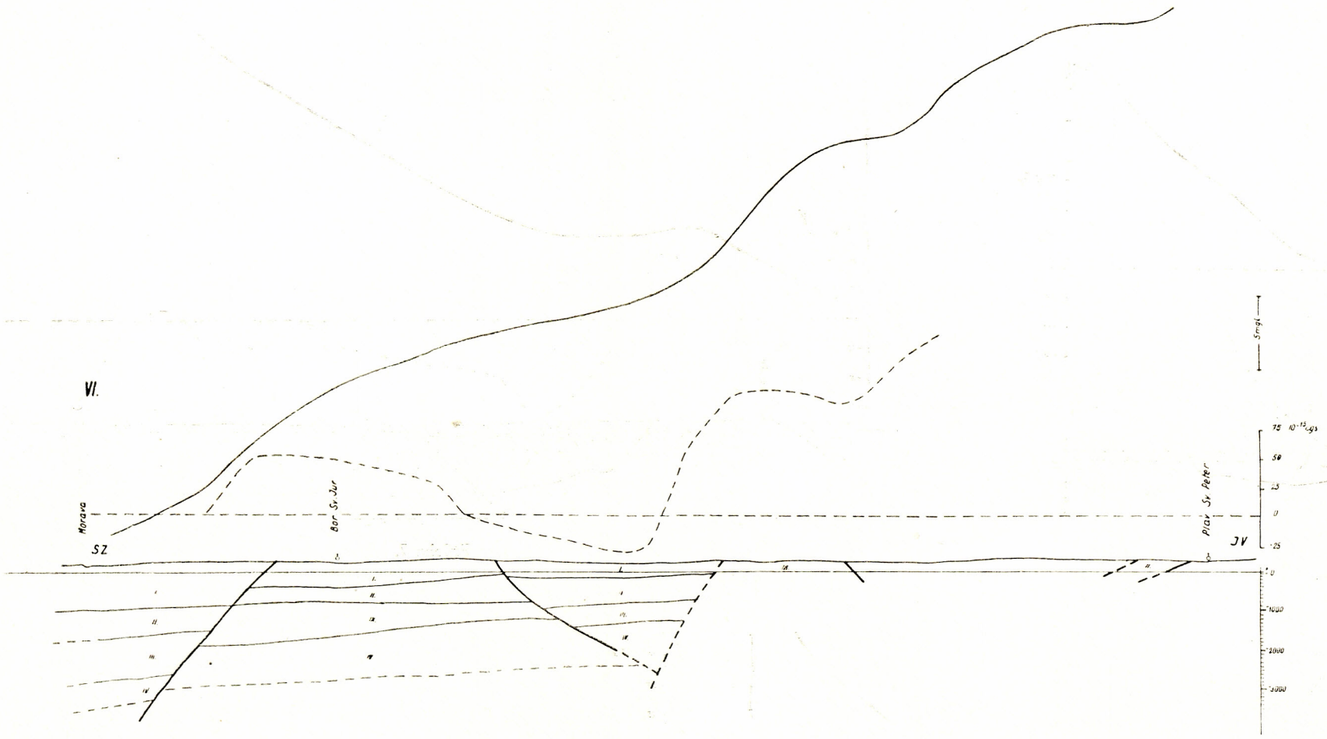
Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica



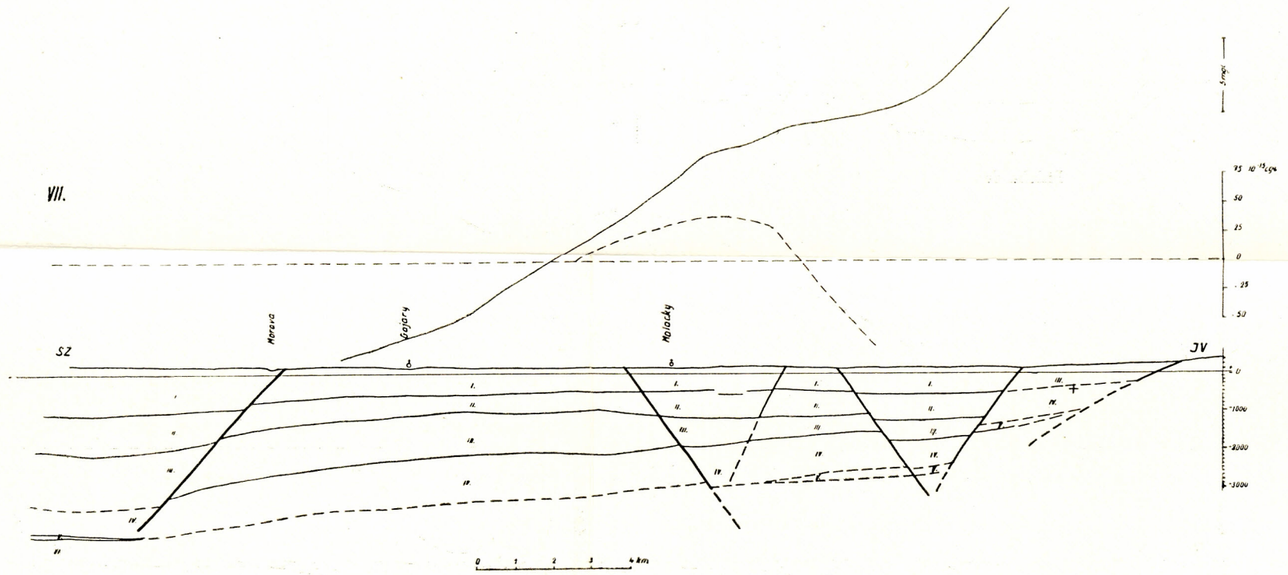
Geologické řezy s příslušnými hodnotami Bouguerových anomalií a anomalií druhých derivací

Vysvětlivky

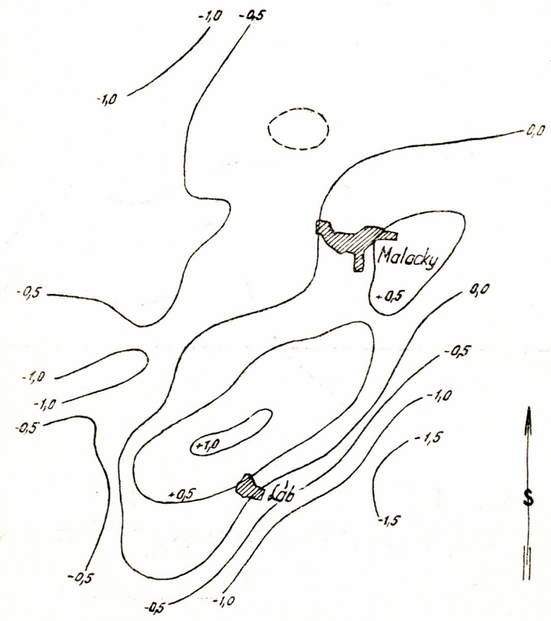
1. pannon, 2. sarmat, 3. torton, 4. svrchní helvet, burdigal, 5. burdigal, slepence, 6. flyš.
——— — — — anomalie druhých derivací, anomalie Bouguerovy.



Příloha 9a.

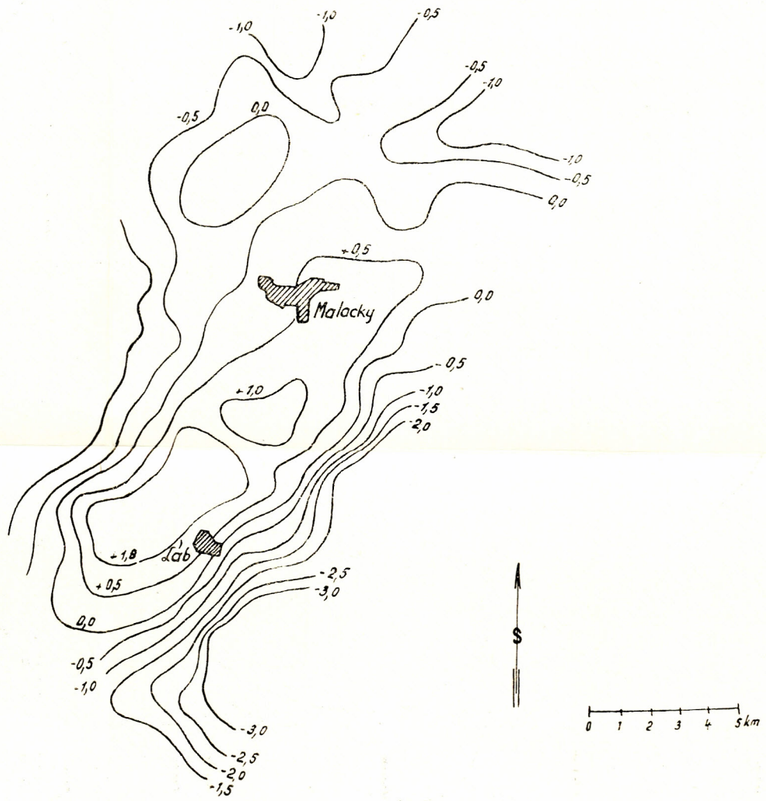


Příloha 9b.



Příloha 10.

Mapa residuálních anomalií v oblasti Láb—Malacky pro základní poloměr $r = 3{,}5$ km.



Příloha 11.

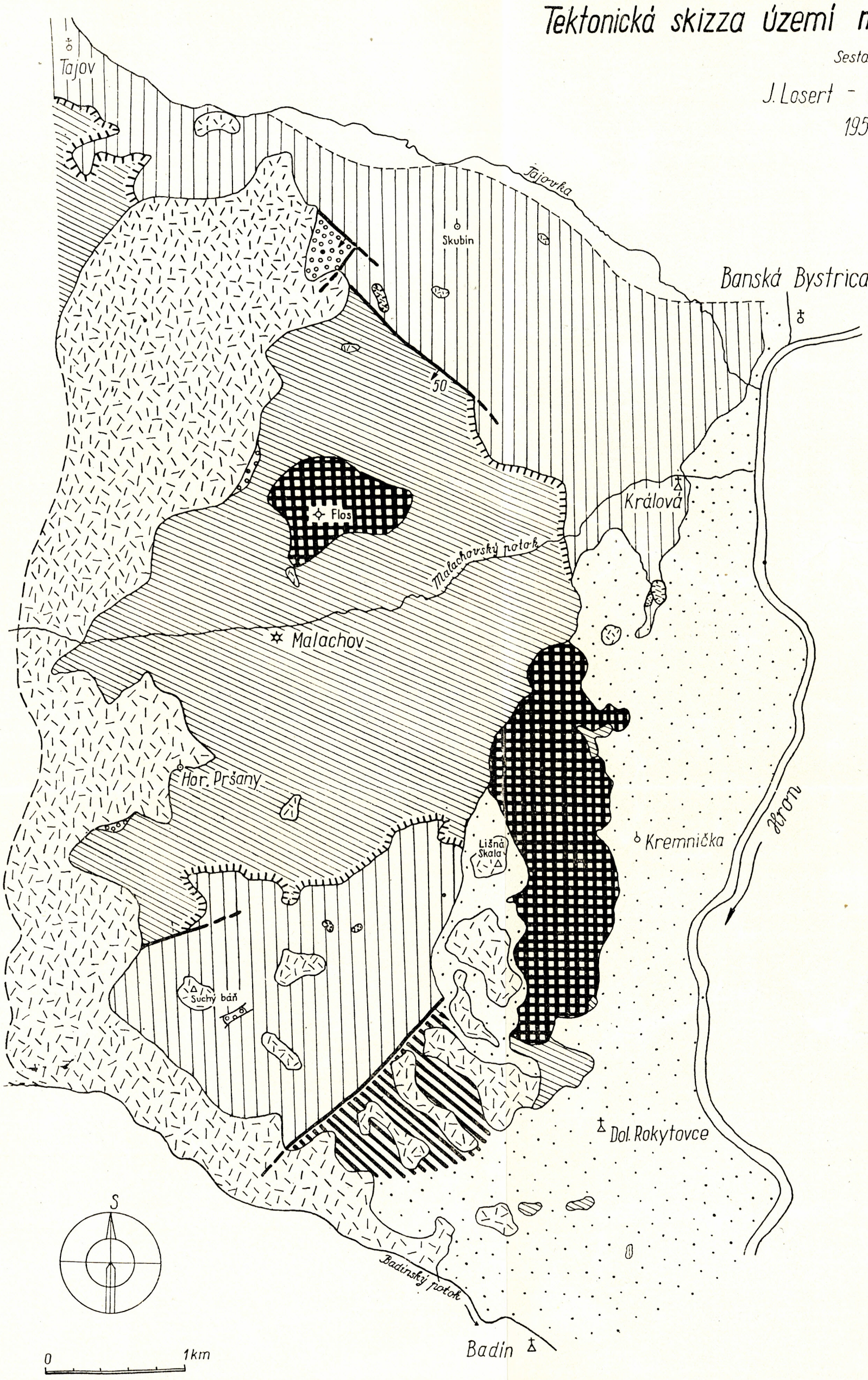
Mapa residuálních anomalií v oblasti Láb—Malacky pro základní poloměr $r = 2{,}5$ km.

Tektonická skizza území mezi Tajovem a Badínem

Sestavili

J. Lasert - V. Náprstek

1956



Mesozoikum křižňanského příkrovu

Mesozoikum chočského příkrovu

Tektonická šupina werfenu chočského příkrovu

Paleogén

Andesitové vulkanity (zčásti ssutě s andesitovým materiálem)

Severozápadní okraj badínské pánve (neogen)

Pokryvné útvary v okolí Lišné Skaly, Badína a podél Hronu

Linie nasunutí chočského příkrovu

Zlomy (směr, příp. velikost sklonu)

Mapa drobnotektonických prvkov „b“ osí, „ac“ a „bc“ puklín v oblasti Nižnej Slanej

Zostavil Laurenc Snopko 1957

Príloha VI

1B19b
xerox 11

Dobšiná

732

Spitzenhügel

Rejdová

Radzim

974

Šafliová

812

Štós

1164

Bučina

853

Kobeliarovo

Ždiar

791

Čierna Lehota

Ostrý vrch

881

Roštár

Vlachovo

Nižná Slaná

háj. Stromiš

1192

S

Veršok

708

Poloma

Mníšany

Dúbrava

684

Hrádok

812

500m 250 0 1 2 3 Km

A. Priebeh vrstevnatosti v gemeridách a veporidách vyznačený kruhovým diagramom
(hodnoty sú vynesené z geologickej mapy)

1 staršie paleozoikum

2 karbón

3 perm

} mladšie paleozoikum

4 mezozoikum

B. Drobnotektonické prvky hlavného alpského horotvorného pochodu

5 bridličnatosť (všeobecný diagram)

6 smery „ac“ a „bc“ puklín (vynesené hviezdicovým diagramom)

7 sklony k nameraným smerom „ac“ a „bc“ puklín

8 15 zistený priebeh lineácií, smer a sklon

9 predpokladaný priebeh smeru lineácií

10 predpokladaný priebeh smeru lineácií z „ac“ puklín

11 plocha nasunutia

C. Neskoršie prvky vzniknuté po hlavnom horotvornom pochode

12 priebeh osi antiklinály

13 priebeh osi synklinály

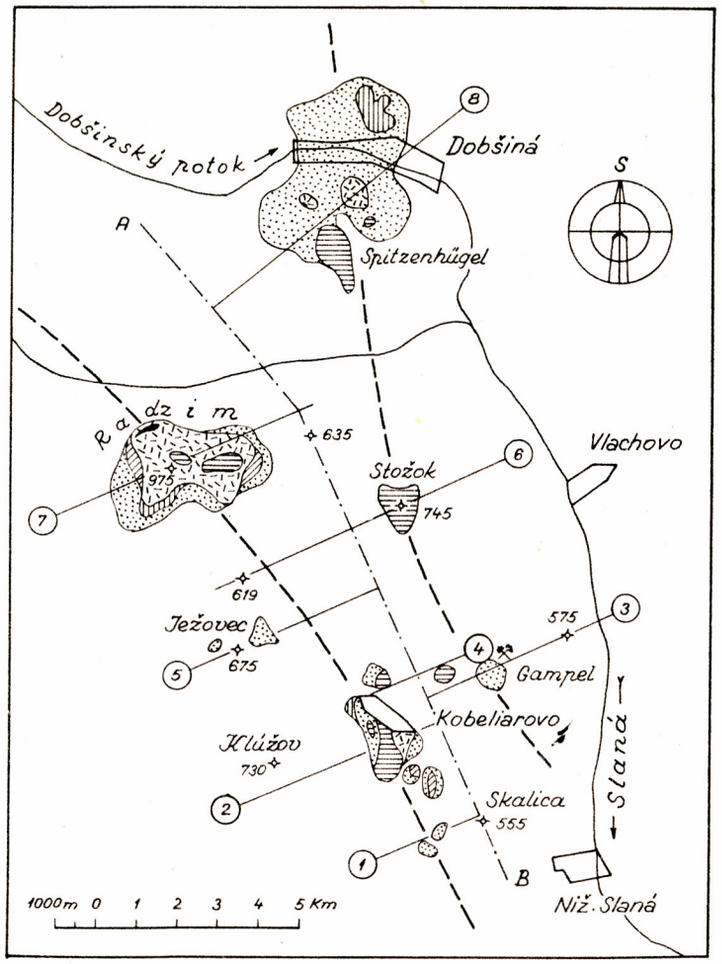
14 20 pozdejšie vzniknuté lineácie s vyznačeným predpokladaným priebehom

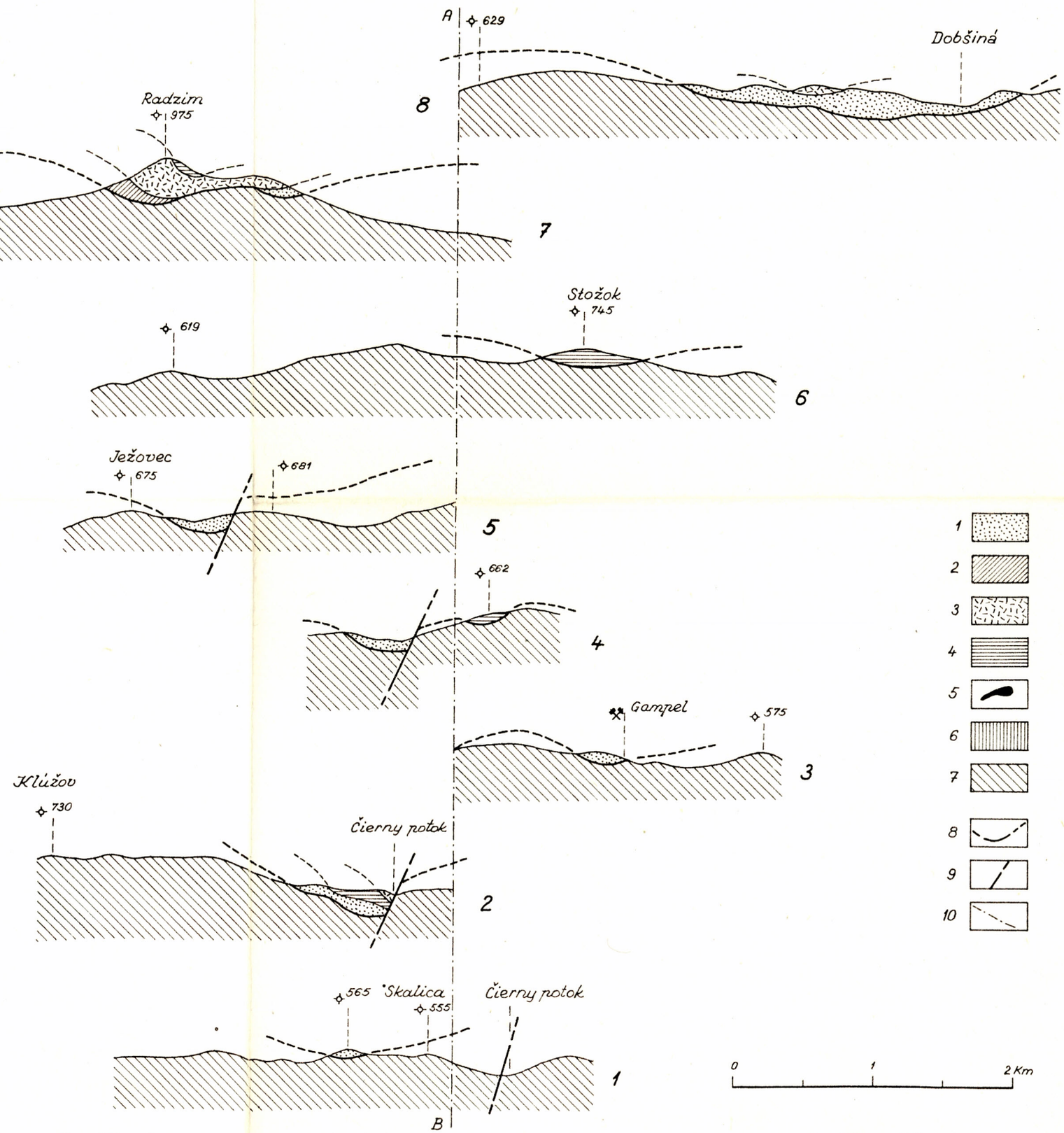
15 zlom

1B19 b
výpisy 11

Priebeh mezozoických synklinál severne od Nižnej Slanej

Zostavil Laurenc Snopko 1957





1. Seiss, 2. kampil, 3. gutensteinské vápence, 4. wettersteinské vápence, 5. reiflingské vápence, 6. augitit (verfén), 7. staršie útvary (podklad), 8. zlom, 9. synklinála, 10. antiklinála.