MINERALIA SLOVACA

20 1988 2

MINERALIA SLOVACA

Vol. 20
1988
No 2
97—192

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH CONTENTS

Ivan Vojtaško

Vyčleňovanie súborov litologických typov a hodnovernosť inžinierskogeologickej mapy **97**

Selection of lithological type sets and the reliability of engineering geological map

Dionýz Vass, Alexander Nagy, Milan Kohút, Ivan Kraus

Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy **109**

The Devínska Nová Ves Member: Olistostromes on the southeastern border of the Vienna basin

Rudolf Rudinec

Geotermálne ložisko vo východoslovenskom neogéne viazané na pochovanú vulkanickú štruktúru Beša — Čičarovce **123**

The geothermal deposit in the East Slovakian Neogene bound on the burried Beša — Čičarovce volcanic structure

Vladimír Bezák

Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika **131**

Tectonic development of the south-western part of Veporicum, West Carpathians

Ján Spišiak, Pavel Pitoňák, Milan Petro

Metaultramafity z oblasti Jasenie-Kyslá, Nízke Tatry **143**

Metaultramafites from the Jasenie-Kyslá area, the Low Tatras

Pavel Fejdi, Boris Kolník

Pyroxénová geotermometria a geobarometria ultrabázického telesa pri Sedliciach **149**

Pyroxene geothermometry and geobarometry of ultrabasic body near Sedlice, Eastern Slovakia

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation page 3 of the cover

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 97—108*

Vyčleňovanie súborov litologických typov a hodnovernosť inžinierskogeologickej mapy

IVAN VOJTAŠKO

IGHP, n. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 64 Bratislava

Doručené 5. 5. 1987

Вычленение наборов литологических типов и годноверность инжинерногеологических карт

Сравнением 16-ти троиц карт набора литологических типов компактных глин одной территории на основании коэфициентов подобности определилась относительно большая нагрузочная ошибка при предлагаемой нормальной густоте документирующих точек. При помощи „транзитной гайки" определяются предполагаемые возможности встречи того или иного набора литологических типов в 5-ти метровом интервале керна скважины, так-как это известно только причленением по одному или двух метровым интервалам керна. Использовано лишь условие 2/3 большинства осадков алевролито-пелитических осадков панонского возраста района Пезинок. Предлагаются некоторые советы последовательности вычленения наборов литологических типов в инжинерногеологических картах масштабов 1 : 25 000 — 1 : 10 000.

Selection of lithological type sets and the reliability of engineering geological map

Comparison of 16 triples of engineering geological map pairs of lithological type sets (cohesive, sandy and combined soils) from the same territory allowed to state, on the base of congruence coefficient, a relatively great error loading if the recommended documentation point density has been used. With the means of a transition matrix, the probability of occurrence of the same lithological type set is given for a 5 m long drilling core interval in the case that it is known only from 1 m or 2 m long interval. The criterion of two-third majority is used in aleuritic-pelitic sediments of Pannonian age in Pezinok area (Western Slovakia). Recommended processes of lithological type set selection are given for engineering geological maps of 1 : 25,000 and 1 : 10,000 scale.

Zostavenie každej inžinierskogeologickej mapy je prognóznou úlohou s väčšou alebo menšou mierou deficitu vstupných informácií. Tvorbu mapy ovplyvňuje: zložitosť a celkový stupeň znalosti geologickej stavby (1); hustota, rozmiestnenie a druh dokumentačných bodov (2); kvalita a dostupnosť všetkých použiteľných informácií (3); metodika, časová dĺžka a rozsah mapovacích a vyhodnocovacích prác

(4); geomorfologické pomery a identifikačná hodnota terénnych prvkov, členitosť, prístupnosť a odkrytosť terénu (5); účel, rozsah a mierka mapy (6); odborná kvalifikácia, individuálne schopnosti, skúsenosti a intuícia geológa.

Hlavným cieľom mnohoúčelových inžinierskogeologických máp, na rozdiel od niektorých druhov analytických či syntetických máp zhodnotenia, ktoré sa môžu týkať iba jednej zložky, alebo naopak zahrňovať príliš veľa prvkov rôznych zložiek inžinierskogeologického prostredia (IAEG-UNESCO, 1976), je sprostredkovanie spoľahlivej informácie o priestorovom rozšírení horninových jednotiek. Užitočnosť tohto typu máp teda v prvom rade spočíva v schopnosti hodnoverne predpovedať výskyt určitého typu horninovej jednotky na ktoromkoľvek mieste mapovaného územia, ale aj v kompletnosti katalógu horninových jednotiek tej istej kategórie a rovnorodosti („stabilite") inžinierskogeologických charakteristík.

Z takéhoto hľadiska sa hodnovernosť a spoľahlivosť máp skúma len veľmi málo. Odrádza najmä komplexnosť vzťahov a celková zložitosť problému, ktorého štúdium z tohto dôvodu ovplyvňuje príliš veľa zdrojov chýb. Presnosť geologických máp voľne komentuje napr. Kupfer (1966) a jeho takmer esejistický štýl, zdá sa, aj dnes rovnako priliehavo vystihuje zjavné alebo latentné vplyvy subjektu. Bažyński (1969) klasifikuje dokumentačné body podľa ich informačného obsahu, porovnáva jestvujúce smernice a odporúčania optimálnej hustoty dokumentačných bodov pre rôzne mierky a navrhuje vlastné kritériá pre rovinaté územie. Doposiaľ najvyčerpávajúcejšou štúdiou logiky geologických máp z hľadiska ich interpretácie a použitia pre inžinierske účely je monografia Varnesa (1974), v ktorej sa autor najprv zaoberá všeobecnými otázkami klasifikácie, hierarchie a vzájomných vzťahov v mapách i filozofickými aspektmi ich tvorby, ďalej charakterizuje rôzne formálnologické postupy, ktorými sa spravidla riadia geológovia pri zostavovaní máp. Prácu dopĺňajú a názorne ilustrujú mnohé príklady inžinierskogeologických máp z celého sveta a úvahy o praktických aspektoch ich interpretácie a aplikácie. Pravdepodobne jediným príspevkom k problematike hodnovernosti inžinierskogeologických máp u nás je práca Zemana (1981). Autor triedi a porovnáva podmienky zostavovania inžinierskogeologických máp z rôznych hľadísk a na príkladoch hodnotí ich presnosť a spoľahlivosť v závislosti od viacerých vplyvov. Rozdielnosť existujúcich podmienok v použitých príkladoch však nedovoľuje jednoznačné posúdenie miery vplyvu jednotlivých faktorov. Burrough et al. (1971) na viacerých konkrétnych príkladoch analyzujú vzťahy medzi nákladmi a užitočnosťou pedologických máp rôznej mierky, zohľadňujúc tak aj metódy ich zostavenia. Práca predstavuje kvalitatívny krok v posudzovaní prognostickej hodnoty máp (tu znázorňujúcich výskyt a rozšírenie pôdnych druhov) v závislosti od spôsobu a podmienok ich zostavovania. Vzťahy sú vyjadrené číselnokvantitatívnymi údajmi a zahŕňajú aj párové regresné vzťahy parametrov skúmaných atribútov. Výsledky sú teda objektívne porovnateľné a dajú sa overovať.

Už tento prehľad citovaných prác naznačuje, že praktické potreby zvyšovania spoľahlivosti výpovede v mapových podkladoch niektorých aplikovaných odvetví vied o zemi — v tomto prípade inžinierskej geológie a pedológie — vyžadujú systematickejší prístup a exaktnejší spôsob hodnotenia vzťahov (Matula, 1979). V inžinierskej geológii to platí najmä o mnohoúčelových základných mapách, kde kvantitatívne zhodnotenie vplyvu zaužívaných postupov pri vyčleňovaní niektorých kategórií horninových jednotiek môže pri-

spieť k lepšiemu chápaniu obsahu mapy i k objasneniu stupňa jej hodnovernosti, a tak poskytnúť urbanistom, projektantom, ako aj inžinierskym geológom a iným užívateľom názornejšiu predstavu o rozsahu možných chýb.

Výber horninovej jednotky, metód porovnávania a testovaného územia

Pri voľbe kategórie horninovej jednotky, metód skúmania a charakteru testovaného územia sme vychádzali z predpokladu, že platnosť výsledkov závisí od prijatých podmienok a zjednodušení, frekvencie výskytu mapovej jednotky, jednoduchosti metodiky a reprezentatívnosti, resp. využiteľnosti výsledkov pre väčšie územné celky v rámci Slovenska. Problém, ktorým sa budeme ďalej zaoberať, sa týka predovšetkým mnohoúčelových máp inžinierskogeologických pomerov v mierke 1:25 000 a 1:10 000, kde najčastejšie vyčleňovanými horninovými jednotkami tak v zmysle smernice SGÚ a ČGÚ z roku 1970, ako aj v zmysle odporúčaní medzinárodnej komisie pre inžinierskogeologické mapovanie pri IAEG (IAEG-UNESCO, 1976) sú litologické komplexy a litologické typy. Litologické typy sú tu základnou a najmenšou horninovou jednotkou, no v praxi sa spravidla dajú vyčleňovať iba kombinácie — súbory litologických typov. Pritom sa často stretávame s podmienkami, kde:

— výskyt telies rôznych litologických typov, napr. pieskov a štrkov alebo pieskov a hlín, je približne rovnomerno-nepravidelný;

— rozmery telies litologických typov sú menšie než veľkosť plošiek v mape, ktoré sa dajú technicky znázorniť, t. j. maximálne niekoľko metrov až desiatky metrov;

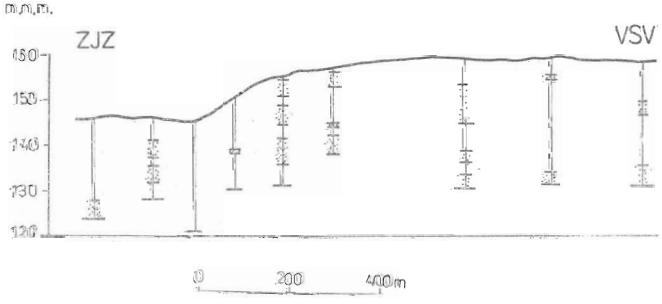
— trend zmien v priestore, pokiaľ ide o výskyt telies litologických typov a ich rozmery, nie je preukázateľný alebo pravdepodobný;

— rozšírenie litologických typov sa viaže na litologické komplexy väčšieho plošného rozsahu (niekoľko km^2 až niekoľko stoviek km^2);

— reliéf je rovinný alebo nížinný s takmer „nulovou" identifikačnou hodnotou terénnych prvkov, resp. morfológia paleogeografického prostredia vzniku geologických telies — litologických komplexov (spravidla predkvartérneho veku) sa dá len ťažko rekonštruovať;

— skúmaný horninový masív nie je dostatočne prístupný bezprostrednému pozorovaniu, k dispozícii sú len bodové údaje (vrty, šachtice).

Príkladom takýchto súborov litologických typov sú „prevažne súdržné zeminy" (h), „prevažne nesúdržné piesčité zeminy" (p), „kombinácia nesúdržných piesčitých a súdržných zemín" (k) fluviálnych sedimentov nivných fácií aluviálnej roviny alebo litologického komplexu nížin-

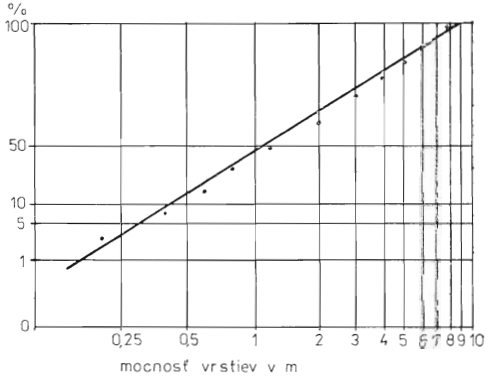


Obr. 1. Schematický rez testovaným územím s vyznačením návrtov piesku v súvrství prevažne pelitických sedimentov miocénu
Fig. 1. Schematic cross-section of the test area indicating drill core intervals of sand in prevailingly pelitic sediments of Miocene age

ných tokov. Obdobné sú kombinácie zemín litologických komplexov molasovej formácie, s akými sa stretávame vo vnútrokarpatských panvách i inde. Postup, ktorý sa pri vyčleňovaní súborov litologických typov v mnohoúčelových základných mapách ujal, sa dá označiť ako kritérium $^2/_3$ väčšiny: ak v návrtoch z viac ako $^2/_3$ prevládajú súdržné zeminy, horninový masív sa v mape pričlení k súboru litologických typov súdržných zemín (h, i). Rovnaký postup platí pre nesúdržné zeminy (p, š). V ostatných prípadoch pôjde o kombináciu nesúdržných piesčitých a súdržných hlinitých (ílovitých) zemín (k), či nesúdržných piesčitých a štrkovitých zemín (n).

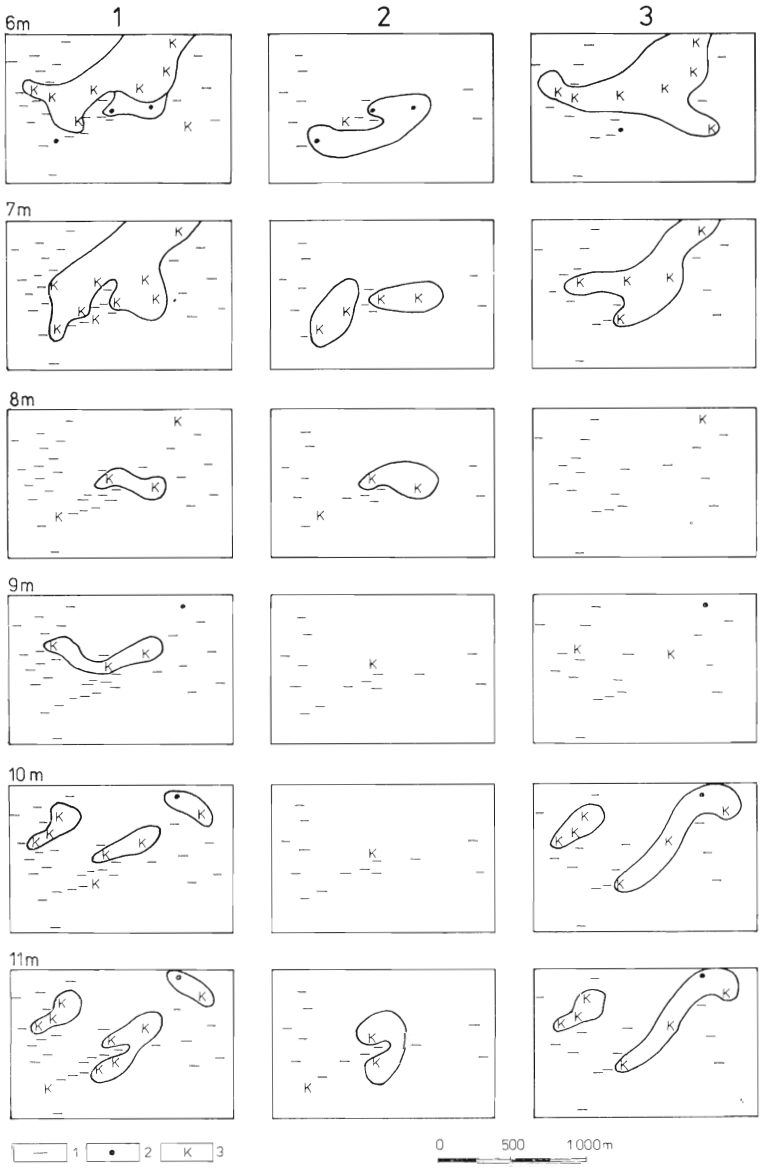
Na zhodnotenie rozdielov výskytu a rozsahu plošiek rovnakej kombinácie litologických typov (postup ich vyčleňovania opisujeme v nasledujúcej časti) v závislosti od rozmiestnenia alebo hustoty dokumentačných bodov sme zvolili koeficient zhody, t. j. mieru prekrytia porovnávaných plôšok rovnakých kombinácii litologických typov vyjadrenú v %. Metóda sa používa napr. vo fyzickej geografii. Pomocou tranzičnej matice (opisuje ju napr. Davis, 1973, s. 278—280) sme zisťovali vplyv rozdielnej hĺbky návrtu na výsledné zaradenie k jednotlivým súborom litologických typov. Porovnávali sme rozdiely v zaradení medzi 1m a 5m návrtom a 2m a 5m návrtom.

Pri výbere testovaného územia sme dbali na to, aby miera ovplyvnenia výsledkov chybou bola zanedbateľná a aby typ územia slúžil ako vhodný príklad, pokiaľ ide o druh problémov, s akými sa zostavovatelia máp bežne stretávajú. Zvolené územie sa nachádza na južnom okraji Pezinka, má mierne zvlnený reliéf a plochu 1,5 km^2. Tvorí ho panónsky brakický a sladkovodný íl, prach a piesok molasovej formácie okraja panónskej panvy len niekoľko km na JV od styku s Malými



Obr. 2. Graf kumulatívnej početnosti mocností vrstiev piesku z testovaného územia
Fig. 2. Cumulative frequency distribution of sand bed thicknesses in the test area

Karpatmi. Na základe štúdia desiatok vrtných profilov v širšom okolí sme sa presvedčili, že ide o územie s jednotvárnou geologickou stavbou, bez náznakov výskytu anomálií v litologickej skladbe horninového masívu. Zámerne sme zvolili územie s vyššou hustotou dokumentačných bodov, než odporúčajú smernice SGÚ z roku 1970 pre mapy $M = 1 : 25\,000$. Použili sme vyhodnotenie 35 nepravidelne rozmiestnených vrtov v území obdĺžnikového tvaru 1,5×1,0 km s vyhovujúcim hĺbkovým dosahom a primeranou kvalitou dokumentácie. Pri hĺbke vrtov 18 až 22 m bola najmenšia zaznamenaná mocnosť vrstiev piesku 0,2 m. Z geologických rezov (zostavených z údajov sond) v rôznych smeroch sa dalo usudzovať, že rozmiestnenie vrstiev piesku v priestore je akoby náhodné (obr. 1). Z niekoľkých možných variantov interpretácie horninového masívu za najpravdepodobnejšiu považujeme alternatívu izolovaných, subhorizontálne uložených šošoviek piesku v súvrství aleuriticko-pelitických sedimentov. Od konkrétneho znázornenia takejto šošovkovitej stavby v reze sme upustili pre predpokladaný malý laterálny dosah šošoviek (metre, zriedkavo desiatky metrov)



Obr. 3. Mapky súborov litologických typov vyčlenených v miocénnych sedimentoch testovaného územia v hĺbkových intervaloch 6 až 11 m z rôzneho počtu sond. 1. stĺpec — 35 sond, 2. stĺpec — 15 sond, 3. stĺpec — 20 sond. 1 — prevládajú íly, 2 — prevládajú piesky, 3 — striedajú sa íly a piesky

Fig. 3. Maps of lithological type sets selected for Miocene sediments in the test area at the depth levels of 6 m to 11 m for various numbers of drillings. 1 st column — 35 drillings, 2nd column — 15 drillings, 3rd column — 20 drillings. 1 — prevailing clay, 2 — prevailing sand, 3 — alternating clay and sand

a 10-násobné prevýšenie rezu: okrem príliš veľkej schematizácie by bol značne skreslený aj celkový optický vnem obrazu. Po vynesení histogramu mocností pieskových vrstiev do tzv. pravdepodobnostného papiera sme zistili, že mocnosti majú lognormálne rozdelenie, t. j. body tu ležia približne na priamke (obr. 2). Z celkového počtu 51 meraní vo vrtoch majú $^2/_3$ vrstiev piesku mocnosť (dĺžku návrtov) menej ako 2 m. Druh rozdelenia sa bežne vyskytuje u sedimentárnych formácií tohto typu. Celkový podiel dĺžky návrtov v pieskových vrstvách dosahuje 28 %.

Koeficienty zhody

Porovnávali sme vždy 3 mapky získané na základe zhodnotenia plošného rozmiestnenia výskytu rôznych súborov litologických typov v jednotlivých bodoch (vrtoch) pri 3 rôznych kombináciách vrtnej siete: úplnej (35 vrtov) a 2 redukovaných, zodpovedajúcich 2 vzájomne sa doplňujúcim výberovým súborom (15, resp. 20 vrtov). Výberové súbory sme získali rozdelením úplnej vrtnej siete pomocou tabuľky náhodných čísel, ktorú uvádza Marsal (1967). Snažili sme sa tak čo najviac znížiť vplyv subjektívneho rozhodovania. Hustota dokumentačných bodov pri úplnej vrtnej sieti (cca 23 d. b./km^2) zodpovedá v zmysle smernice SGÚ orientačnej hodnote pre mapy M = 1 : 10 000, v zložitých inžinierskogeologických pomeroch, t. j. 25 d. b./km^2, hustota dokumentačných bodov oboch výberových súborov (10, resp. 13 d. b./km^2) zodpovedá približne hodnote uvádzanej pre mapy M = 1 : 25 000 v jednoduchých, resp. zložitých inžinierskogeologických pomeroch, t. j. 8, resp. 14 d. b./km^2 (SGÚ, 1970).

Na zostavenie inžinierskogeologickej mapy sme zvolili 3 súbory litologických typov: „prevažne súdržné zeminy" (i), „prevažne nesúdržné piesčité zeminy" (p) a „kombináciu, striedanie súdržných a nesúdržných piesčitých zemín" (k). Zaradenie hornín v jednotlivých vrtoch k určitému súboru sme vykonali podľa kritéria $^2/_3$ väčšiny, vždy pre 5m návrt (hĺbkový interval 0 až 5 m). Pri skresľovaní mapiek, t. j. znázorňovaní výskytu, rozsahu a tvaru plôšok zvolených súborov litologických typov sme sa riadili týmito zásadami:

— plôšky určitého súboru litologických typov sme znázorňovali iba vtedy, ak boli doložené v najmenej 2—3 susedných vrtoch;

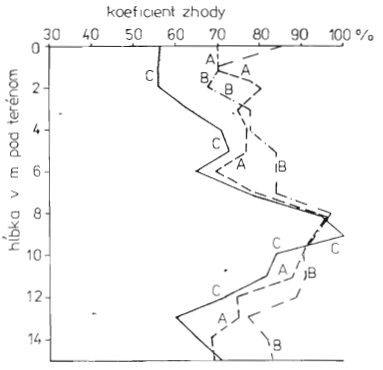
— podľa zaužívanej praxe sme zakresľovali iba plôšky dlhšie ako 400—500 m;

— plôšky súborov litologických typov „p" a „k", vzhľadom na podradné zastúpenie vrstiev piesku, sme interpretovali ako izolované výskyty („ostrovy") v prevládajúcom súvrství aleuriticko-pelitických sedimentov; „p" v ojedinelých vrtoch boli podľa možnosti pričlenené k plôškam „k";

— volili sme zaoblené tvary, plôškam bizarných tvarov sme sa snažili vyhnúť.

Je zrejmé, že zakresľovanie plôšok súborov litologických typov, najmä pokiaľ ide o výklad 2 posledných zásad, dovoľuje niekedy značne odlišné chápanie. Aby sme znížili mieru subjektívneho vplyvu, vypočítali sme koeficienty zhody pre 16 trojíc porovnávaných mapiek z testovaného územia. Zvolili sme iba rozdielne hĺbkové úrovne (v 1m intervale) tej istej siete vrtov, ktoré môžeme považovať za fiktívne denudačné plochy. Dostatočná hĺbka vrtov dovolila meniť denudačný (nulový) povrch v rozpätí od 0 do 15 m pod úrovňou recentného reliéfu. Časť porovnávaných trojíc mapiek súborov litologických typov (pre hĺbkové úrovne 6 až 11 m) je znázornená na obr. 3.

Skutočná stavba horninového masívu v celom testovanom priestore však nie je známa, preto sme museli zvoliť mapku

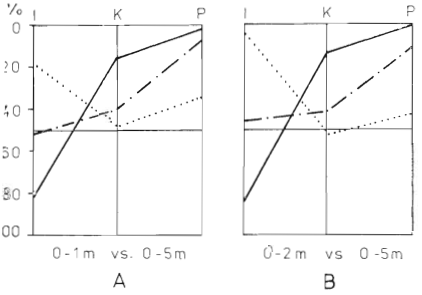


Obr. 4. Graf vertikálneho priebehu koeficientov zhody (v %)troch dvojíc mapiek litologických súborov pre hĺbkové úrovne 0 až 15 m zostavených z údajov: A — 35 a 15 sond (1. a 2. stĺpec obr. 3), B — 35 a 20 sond (1. a 3. stĺpec na obr. 3), C — 15 a 20 sond (2. a 3. stĺpec na obr. 3)

Fig. 4. Vertical trends of the congruence coefficient value (in %) for 3 pairs of lithological type sets for the 0 to 15 m depth levels compiled on the base of: A — 35 and 15 drillings (1st and 2nd column of fig. 3), B — 35 and 20 drillings (1st and 3rd column of fig. 3), C — 15 and 20 drillings (2nd and 3rd column of fig. 3)

s úplnou vrtnou sieťou (obr. 3, stĺpec 1) za „najlepšiu" litologickú mapku, ktorú sme potom porovnávali s každou z 2 mapiek s redukovaným počtom dokumentačných bodov z hľadiska rozsahu prekrytia plôšok tých istých súborov litologických typov. Porovnávali sme aj páry mapiek s redukovaným počtom dokumentačných bodov, t. j. mapky s približne rovnakou hustotou dokumentačných bodov. Pre každý porovnávaný pár mapiek bol pomocou jednoduchej grafickej metódy vypočítaný koeficient zhody v %. Možná chyba nepresahuje 1 %.

Už samotný pohľad na trojice mapiek dáva približnú predstavu o tom, aké veľké môžu byť rozdiely a ako v jednotlivých trojiciach kolíšu (obr. 3). Oveľa spoľahlivejšiu informáciu poskytnú číselné hodnoty koeficientov zhody. Z histogramov hodnôt koeficientov pre rôzne páry mapiek vyplýva, že vyššie hodnoty — v priemere okolo 80 % — majú tie páry, ktorých aspoň jedna z mapiek bola zostavená na základe väčšieho počtu dokumentačných bodov. Na rozdiel od toho priemerná hodnota koeficientov zhody párov mapiek s redukovanou sieťou vrtov je takmer o 10 % nižšia a má oveľa vyšší rozptyl hodnôt. Trend zmien koeficientov zhody s hĺbkou (obr. 4) je vo všetkých porovnávaných párach veľmi podobný, pričom narastanie hodnôt (maximum je pri hĺbkovej úrovni 8 a 9 m) zjavne súvisí s ubúdaním telies piesku (obr. 3, 4). Pri narastajúcej prevahe jedného súboru teda narastá aj koeficient zhody: ak plošné zastúpenie niektorého súboru litologických typov pre-



Obr. 5. Grafické vyjadrenie zmien zaradenia hornín k 3 rôznym súborom litologických typov (v %) v závislosti od zmien hĺbok porovnávaných návrtov: A — pri prechode z jednometrového na päťmetrový návrt, B — pri prechode z dvojmetrového na päťmetrový návrt. Typ čiary vyjadruje pôvodné zaradenie hornín (t. j. pri kratšom návrte) k ílom (plná čiara), ílom a pieskom (bodkočiarkovaná čiara) alebo k pieskom (bodkovaná čiara). I — íly, P — piesky, K — kombinácia pieskov a ílov

Fig. 5. Changes of rock unit classification with three different lithological type sets (in %) in relation to depth change of the compared drilling intervals: A — change from 1 m to 5 m interval, B — change from 2 m to 5 m interval. The type of line represents original classification (smaller interval) into clay (full line), clay and sand (dots and lines) or sand (dots). I — clay, P — sand, K — clay and sand

TAB. 1
Tranzičná matica zmien litológie v závislosti na hĺbke
Transition matrix of lithological changes in relation with depth

Interval 0-1 m vs. 0-5 m (A)							Interval 0-2 m vs. 0-5 m (B)						
rel. výskyt				v %			rel. výskyt				v %		
	I	K	P	I	K	P		I	K	P	I	K	P
I	389	75	14	81	16	3	I	394	66	5	85	14	1
K	31	24	5	52	40	8	K	43	39	11	46	42	12
P	25	67	48	13	48	34	P	5	64	52	4	53	43

Úmerné tranzitívne matice vyjadrujúce tendenciu zmien zaradenia hornín k rôznym súborom litologických typov v závislosti od zmien hĺbky návrtu: A — pri prechode z jednometrového na päťmetrový návrt, B — pri prechode z dvojmetrového na päťmetrový návrt

siahne cca 70 %, stúpne zhruba nad 70 % aj koeficient zhody.

Ak pripustíme, že „najlepšia" litologická mapka tu reprezentuje skutočnú stavbu skúmaného horninového masívu, potom priemerná chyba mapy M = 1 : 25 000, t. j. inžinierskogeologickej mapy zostavenej z nepravidelnej siete vrtov s hustotou 10—13 d. b./km^2, bude v daných geologických pomeroch predstavovať cca 20 % pri celkovom rozsahu chýb v rozmedzí 5 až 35 %. Pri porovnaní párov mapiek zostavených na základe 2 rôznych sietí vrtov s hustotou zodpovedajúcou M = 1 : 25 000 (10 a 13 d. b./km^2) však rozdiel podľa koeficientov zhody predstavuje vo viac ako polovici prípadov 30 až 45 % (obr. 4).

Tranzičné matice

S otázkou hodnovernosti vyčleňovania súborov litologických typov v mape úzko súvisí aj vplyv rozdielnych skúmaných hĺbkových intervalov. Len zriedkakedy totiž býva mapa doložená sieťou dokumentačných bodov poskytujúcich informáciu o litologickom zložení vždy v celom skúmanom intervale, t. j. spravidla 0—5 m.

Mnohé sondy poskytujú iba údaje z kratších hĺbkových intervalov a užívateľ nemá predstavu o tom, do akej miery je vymedzenie určitého súboru litologických typov zaťažené chybou z dôvodu rozdielnych doložených návrtov sond v skúmanom horninovom masíve.

Na posúdenie rozdielov v zaradení k rôznym súborom litologických typov v závislosti od hĺbky doloženého návrtu sme použili dokumentáciu 18 vrtov z vyššie opísaného testovaného územia. Podobným spôsobom, ako sa zostavuje tranzičná matica, boli spracované aj údaje o pravdepodobnosti výskytu jedného z troch skúmaných súborov litologických typov v návrte s intervalom 0—5 m, ak je známy výskyt v návrte s intervalom 0—1 m, resp. 0—2 m. V tab. 1 sú zostavené údaje vyjadrené v percentách i počtom relatívnych výskytov. Pri zostavení matice sa s intervalom 1 m použili údaje zo všetkých možných hĺbkových úrovní. Napr. údaj 389 v ľavej časti tab. 1 znamená, že z celkove 478 prípadov výskytu súboru „prevažne súdržných zemín" v návrte s intervalom 0—1 m (podľa pomerného zastúpenia súdržných a nesúdržných piesčitých zemín na základe kritéria $^2/_3$ väčšiny) sa v 389 prípadoch, t. j. 81 %, zistil ten istý výskyt zároveň aj v návrte s intervalom 0—5 m.

Z hodnôt vyjadrených v percentách vyplýva, že účinnosť predpovede výskytu určitého súboru litologických typov (s výnimkou súdržných zemín) v intervale

0—5 m (na základe informácie z intervalu 0—1 m a 0—2 m) je veľmi nízka: pri kombinovanom type („k") — 40, resp. 42 %, pri piesku („p") — 34, resp. 43 %. Pri súdržných zeminách je odhad naopak uspokojivý — 81 %, resp. 85 % — čo súvisí s ich prevládajúcim zastúpením. Rozdiely, najmä pri „k" a „p", veľmi názorne demonštruje obr. 5. Zarážajúce sú nepatrné rozdiely medzi porovnávanými dvojicami intervalov (obr. 5). Uvedené výsledky sa vzťahujú iba na podmienky bližšie špecifikované v predchádzajúcich častiach.

Záver

Empirické zhodnotenie niektorých bežných praktík vyčleňovania súborov litologických typov v inžinierskogeologických mapách pomocou koeficientu zhody a tranzičnej matice poskytlo názornú predstavu o veľkosti relatívnej chyby, ktorou je zaťažená ich presnosť a spoľahlivosť.

Z hodnôt koeficientov zhody v 16 trojiciach párov mapiek z toho istého územia vyplýva, že v analogických podmienkach možno u mapiek súborov litologických typov s hustotou 10—13 d. b./km^2 na základe porovnania s „najlepšou" litologickou mapkou (v tomto prípade zostrojenou z vrtnej siete s hustotou 23 d. b./km^2) očakávať 5 až 35 %, v priemere 20 % relatívnu chybu. Pri porovnaní 16 párov mapiek zostrojených na základe 2 rozdielnych sietí vrtov pri podobnej hustote preskúmanosti (10, resp. 13 d. b./km^2) bola zistená relatívna chyba v cca polovici prípadov 30 až 45 % a v priemere asi o 10 % vyššia.

Na veľkosť chyby vplýva vzájomný plošný pomer a počet vyčleňovaných súborov litologických typov, ako aj hustota dokumentačných bodov. Mapky súborov litologických typov zostavované bežným postupom majú pri dodržaní orientačných hodnôt hustoty dokumentačných bodov v zmysle odporúčaní smernice nízku hodnovernosť a zostavovateľ by mal:

— upustiť od vyčleňovania takýchto malých plôšok,
— vyčleňovať ich pri najmenej dvojnásobnej hustote dokumentačných bodov, než odporúča smernica pre zložité pomery v danej mierke,
— vypočítať zaťaženie relatívnou chybou na konkrétnom príklade alebo, pri analogických pomeroch, informovať užívateľa o pravdepodobnej relatívnej chybe na základe skúseností.

Ako ukázali údaje uvedené v tranzičnej matici, implikovať výskyt „prevažne piesčitých zemín" alebo „kombinácie piesčitých a súdržných zemín" v 5m návrte na základe ich výskytu v 1m, resp. 2m návrte nie je v obdobných geologických podmienkach — na rozdiel od „prevažne súdržných zemín" — opodstatnené. Zostavovateľ mapy by mal zvoliť buď plytší interval, podľa prevládajúcej hĺbky návrtov u existujúcich dokumentačných bodov, alebo pri zaužívanom intervale 5 m by nemal brať do úvahy zaradenie k „p" a „k" pri 1m a 2m intervale, alebo by mal odlišnú hĺbku návrtov vyznačiť v mape dokumentácie.

Pri hodnotení získaných výsledkov treba mať na zreteli, že stavba horninového masívu nie je dostatočne overená a bežne zaužívané postupy nezohľadňujú ani niektoré známe skutočnosti, ako sú rozmery a relácie geologických telies. Vrstvy piesku majú podľa nášho odhadu, opierajúceho sa o štúdium v širšom okolí testovaného územia, 20 až 80-násobne menší laterálny dosah (horizontálny rozmer) než najmenšie v mape vyčlenené plôšky „prevažne piesčitých zemín". Vytvorenie reálneho obrazu o horninovom masíve by vyžadovalo informácie zo siete dokumentačných bodov v priemernej vzdialenosti aspoň 3—4 m, čo predstavuje hustotu minimálne 60 000 d. b./km^2.

Ďalšie štúdium hodnovernosti vyčleňovania súborov litologických typov bude preto vyžadovať nahromadenie väčšieho počtu empirických poznatkov podobného druhu, ako sme použili my, zahrňujúc rôzne typy inžinierskogeologického prostredia a rôzne postupy, algoritmy zostavovania máp.

Za perspektívne metódy hľadania vhodného algoritmu a hodnotenia hodnovernosti vyčleňovania súborov litologických typov považujeme štúdium výnimočne dobre preskúmaných reálnych horninových masívov, napr. systematicky dokumentovaných ložísk nerastných surovín, a komplexnú analýzu vhodného modelu vytvoreného simuláciou sedimentačných procesov pomocou samočinného počítača.

Literatúra

Bażyński, J. 1969: Dokładność map geologiczno-inżynierskich w zależności od skali i ilości punktów dokumentacyjnych. *Przegl. geol., 9, 444—449.*

Burrough, P. A. — Beckett, P. H. T. — Jarvis, M. G. 1971: The relation between cost and utility in soil survey (I—III). *J. Soil Sci., 22, 3, 359—393.*

Davis, J. C. 1973: Statistics and data analysis in geology. *New York, Wiley.*

IAEG-UNESCO, 1976: Engineering geological maps. *Paris, Unesco Press.*

Kupfer, D. H. 1966: Accuracy in geological maps. *Goetimes, 3, 11—14.*

Marsal, D. 1967: Statistische Methoden fuer Erdwissenschaftler. *Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.*

Matula, M. 1979: Regional engineering geological evaluation for planning purposes. *Bull. Int. Assoc. Engng. Geol., 19, 18—24.*

Varnes, D. J. 1974: The logic of geological maps with reference to their interpretation and use for engineering purposes. *Geol. Surv. Prof. Paper, 837, 48 s.*

Vojtaško, I. 1975: Inžinierskogeologická mapa 1 : 25 000, list Pezinok. *Manuskript — IGHP Bratislava.*

SGÚ, 1970: Vykonávacie predpisy pre inžinierskogeologické mapovanie. *Smernice SGÚ (Bratislava).*

Zeman, M. 1981: Přesnost a spolehlivost inženýrskogeologických map. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., 15, 41—60.*

Selection of lithological type sets and the reliability of engineering geological map

Hitherto no significant attention was paid to the investigation of reliability of spatial delimitation of lithological type sets representing fundamental rock unit used in multipurpose engineering geological maps of 1 : 10,000 and 1 : 25,00 scale. Quantitative expression of prognostic value of these maps in relation to the mode and conditions of their compilation is hitherto registered only by Burrough et al. (1971) who derived relation between expenses and utility of pedological unit maps. Efforts to improve the quality of engineering geological maps led to analogical experiments. Accordingly, the quantitative evaluation of the influence of hitherto used procedures in rock unit selection may considerably contribute to the proper evaluation of map content and submits to the urbanist or designer and engineering geologist a better idea on the extent of possible errors.

With the aim to examine the reliability of engineering geological maps, occurrences and areal extension of lithological type sets (combinations) were chosen which are represented in a multi-purpose engineering geological map of 1 : 25,000 scale for the area to the south of Pezinok town and attaining 1.5×1.0 km surface size. The area is covered by brackish to freshwater aleuritic to pelitic sediments with subordinated psammitic bodies of Pannonian age participating in the filling of the Podunajská nížina basin. The sediments of molasse formation are horizontally deposited and reveal lense-like structure. Sand bodies are steadily and irregularly distributed with horizonal size attaining several meters or tens of meters. The lowland relief does not have, from the viewpoint of occurence prognosis and size of sand bodies, any identification value. Areal distribution of sand bodies is a quasi-random one (fig. 1) with lognormal distribution of thickness values (fig. 2) and

with a general share of 28 % in the lithology, taking into account the length of drill-hole cores.

Based on the two-third majority criterion, three sets of lithological types have been selected: "mainly cohesive soil" (i), "prevailingly cohesionless arenaceous soil" (p), and "combination of cohesive and cohesionless arenaceous soils" (k). Documentation of 35 core drillings irregularly distributed on 1.5 km^2 surface area was available with depths fluctuating between 18 m and 22 m. Two characteristics of maps have been investigated during the tests:

— differences in occurrence and size of mapped lithological type sets in relation with documentation point density using the congruence coefficient expressing the overlap between compared areas of rock units in per cents,

— the influence of core drilling interval depth onto the resulting classification of the rock mass in the drilling into single lithological type sets has been evaluated with the use of a transition matrix (Davis, 1973, p. 278—280).

The selected areal type and the geological structure of the area are common for Slovak territory hence the obtained results may frequently be used in analogical situations.

On the base of congruence coefficient values, mutual comparison was made between three maps of lithological type sets from the same area compiled with the aid of the complete drilling network (35 drillings), with the use of 1st selection set (15 drillings) and the 2nd selection set (20 drillings). Selection sets have been obtained dividing the drilling network by the use of tabelled random numbers (Marsal, 1967). Drilled rocks have been classified using the criterion of the total share in 5 m drill-core interval. For the compilation of the lithological type set maps, some rules have been introduced:

— areal surfaces of lithological type sets are only represented in the case of occurrence at least in 2—3 neighbour drillings,

— their longer size are to attain at least 400—500 m.

— occurrences of "p" and "k" are considered assumed as isolated ones,

— "po" is to be added to "k", and

— single areas are represented by rounded outlines.

Altogether the congruence coefficients have been computed for 16 trials of map pairs, i. e. the degree of areal surface overlap of identical rock units has been tested in maps compiled on the base of the entire drilling network and the 1st and 2nd selection set (together 3 pairs) in 16 different depth levels. Drilling depths allowed to select, at the 1 m interval, beside the real surface also 15 fictive erosion levels. Part of maps (for the 6 to 11 m depth interval) is represented in fig. 3. Maps compiled from the total drilling network may be assigned as the "best" lithological maps.

According to the results (fig. 4), higher values of congruence coefficient (about 80 % in average) reveal the map pairs from which one has been compiled from the entire drilling network. The degree of overlap between the 1st and 2nd selection sets (i. e. using lower documentation point density) was by 10 % lower with higher dispersion of values. Trends of congruence coefficient changes with the depth are for all three pairs of maps very similar (fig. 4) and follow from different share of sand bodies (figs. 3 and 4). The comparison of maps compiled on the base of the 1st and 2nd selection set, both achieving documentation point densities recommended by rules of 1 : 25,000 scale maps, reveals that differences (expressed by the error size using the congruence coefficient value) are in more than half of cases as high as 30 to 40 % (fig. 4).

The transition matrix (Tab. 1) compiled on the base of 18 drillings of the same depth and using all possible depth levels (the 1 m interval) gives the probability of occurrence of one from three lithological type sets in a 5 m drill-core interval if the occurrence in 1 m (A) or 2 m (B) interval is known. E. g. the number 389 in the left part of Tab. 1 means that from 478 occurrences of the "i" set in 1 m interval (using the two-third majority criterion), similar occurrence has been found in 389 cases (81 %) also in the 5 m drill-core interval. The graphical plot (fig. 5) yields highly expressive image on the low prognostic value of "p" and "k" sets (max. 43 %).

As follows from the congruence coefficient values, the prognostic value of maps applying the recommended documentation point density according to the Slovak Geological Bureau's rule is loaded by high error. In similar geological conditions, it is better to abandon the selection of such small areal surface units and to realize selections in two-time higher documentation point density than the recommended one by the rule. This means at least 20—25 documentation points over

1 km^2 area of 1 : 25,000 scale maps and 40—50 points in the 1 : 10,000 scale map, are needed to avoid resulting error loading.

Selection of lithological type sets based on drilling core intervals of the same length needs care. If the map is compiled from data of 5 m long intervals, then the "p" and "k" data (obtained from 1 m intervals using the two-third majority criterion) should be neglected. In the case of highly fluctuating documentation, it is better to choose smaller interval or to mark the different drilling core intervals in the documentation map.

It should be stressed out that the used mode of integrating point data into areal surfaces is only the common formal logical procedure. To express the real horizontal sizes of sand bodies, at least 60,000 drillings over 1 km^2 surface are necessary. Alternative to the examination of reliability of areal units applying the indicated empirical procedure is the study of sufficiently known real geological bodies (e. g. a thoroughly explored deposit of mineral raw), or appropriate simulation of sedimentation processes by mathematical methods.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Michalík — E. Halásová — A. Ondrejčíková: **Korelácia vertikálneho rozšírenia vrchnojurských až spodnokriedových organizmov v profile Hlboč v Malých Karpatoch** (Bratislava 22. 10. 1987)

Na seminári paleontologickej odbornej skupiny Slovenskej geologickej spoločnosti v Liptovskom Jáne v máji 1985 venovanom problémom kriedovej stratigrafie bol prijatý program komplexného biostratigrafického výskumu vybraných spodnokriedových profilov, ktoré by v budúcnosti mohli zohrať úlohu národných stratotypov pre Západné Karpaty. V rámci tohto výskumu by sa dali riešiť disproporcie v jednotlivých parabiostratigrafických škálach, založených na sukcesii rozličných skupín organizmov. Prvým z profilov sa stal profil na svahu Malej Lateršárne pri Smoleniciach v doline Hlboč, odkrývajúci oxfordské až hoterivské súvrstvia vysockého príkrovu.

Vrchnojurský úsek profilu zastupuje čorštýnske súvrstvie červených hľuznatých vápencov. Ich spodná časť („spodný hľuznatý vápenec") na báze obsahuje okrem oxfordských mikrofosílií *Colomisphaera fibrata* (Nagy) a *Cadosina parvula* Nagy i rádiolárie *Podoburza triacantha* (Fischli) a *Emiliuvia* sp. Ojedinele sa rádiolárie zachovali i v strednej, silicifikovanej časti sekvencie. Hoci sú v celej sekvencii bežné, sú zväčša kalcifikované a rekryštalizované. „Vrchné hľuznaté vápence" na báze obsahujú kimeridžské mikrofosílie *Stomiosphaera moluccana* Wanner a *Carpistomiosphaera borzai* (Nagy), vyššie spodnotitónske *Parastomiosphaera malmica* (Borza), *Colomisphaera pulla* (Borza) a *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak. V strednej časti sa vyskytujú chitinoidely *(Ch. dobeni* Borza, *Ch. slovenica* Borza etc.), nad nimi *Praetintinnopsella andrusovi* Borza a napokon mikrofosílie vrchnotitónskej zóny Crassicollaria. Zvláštnosťou najvyššej časti sú brekciovité horizonty s materiálom starších častí súvrstvia.

Najstrmšie skalné steny tvorí súvrstvie Padlej vody. V bazálnej časti vystupuje sedimentárna brekcia z úlomkov vrchnotitónskych i spodnoberiaských vápencov, nad ňou ležia masívne rohovcové vápence zóny Calpionella. V hornej časti súvrstvia sa objavujú mikrofosílie zóny Calpionellopsis spolu s asociáciou nanokónov.

Veľkú časť spodnokriedovej sekvencie vysockej jednotky tvoria doskovité až bridličnaté slienité rohovcové vápence. Obsahujú zriedkavé, zle zachované kalpionely zóny Calpionellites a asociáciu nanokónov *Nannoconus steinmanni, N. colomii, N. globulus* (vzorky z hĺbky 62, 63, 70, 82, 95, 96, 98, 113, 122, 125, 127 a 128 m). V najvyššej časti súvrstvia vystupujú biomikritové vápence, v ktorých z tintiníd ostala už len *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.). Tu sa podarilo nájsť vápnitý nanoplanktón zastúpený druhom *Ellipsagellosphaera keftalrempti* a neúplným jedincom *Manivitella pemmatoidea* (128 m). Nadložné súvrstvie (bohatské) v profile nevystupuje.

Hoci spodnokriedové horniny vysockej jednotky pre silnú rekryštalizáciu a tektonizáciu nie sú práve najlepším médiom na zachovanie makro a mikrofauny, mikro a nanoflóry, získané výsledky predsa len ukazujú cestu k nádejnej spolupráci odborníkov z rozličných špecializácií biostratigrafického výskumu, v ktorej treba pokračovať.

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 109—122*

Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy

DIONÝZ VASS*, ALEXANDER NAGY*, MILAN KOHÚT*, IVAN KRAUS**

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
** Katedra ložiskovej geológie PF UK, Žižkova 2, 811 02 Bratislava

Doručené 22. 10. 1987

Девинскононовоеские слои: олистостромы на юговосточной окраине Венской впадины

В работе дефинированные девинскононовоеские слои являются олистостромами, тела скольжения и конуса склоновых осадков, составленные в основном осколками и блоками малокарпатских гранитоидов. Их возраст среднебаденский и их возникновение способствовало динамику развития Венской впадины.

The Devínska Nová Ves Member: Olistostromes on the southeastern border of the Vienna basin

The Devínska Nová Ves Member, defined in the paper is represented by olistostromes, sliding bodies and cones of piedmont clastic sediments composed almost exclusively of fragments and blocks of the Malé Karpaty Mts. granitoides. They are of Middle Badenian age and their origin was conditioned by the dynamic of opening of the Vienna basin.

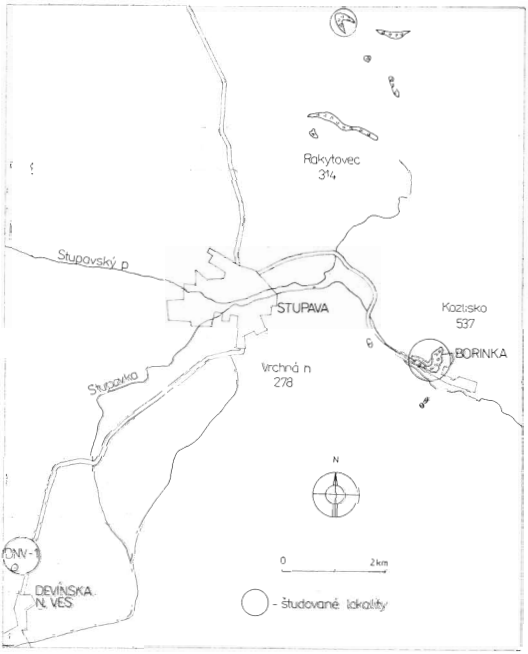
Svedkami dynamického procesu otvárania viedenskej panvy sú devínskonovoveské vrstvy.

Názov novej litostratigrafickej jednotky — devínskonovoveské vrstvy — je odvodený od obce Devínska Nová Ves na severozápadnom okraji Veľkej Bratislavy. Novodefinované vrstvy sú zlepence, brekcie, podradne piesky s utopenými obliakmi a úlomkami. Bloky, obliaky, ale i matrix tvorí prevažne materiál pochádzajúci z malokarpatských granitoidov.

Devínskonovoveské vrstvy tvoria telesá hrubé až 330 m (vrt DNV-1). Považujeme ich za okrajový ekvivalent panvových sedimentov jakubovských vrstiev viedenskej panvy.

Stratotypom vrstiev je jadro vrtu DNV-1 z hĺbky 106,0 m až 440 m. Vrt bol hĺbený pri hlinisku tehelne na severnom okraji obce Devínska Nová Ves (obr. 1). Jadro je uložené v dokumentačnom sklade GÚDŠ Bratislava. Čiastkovým stratotypom je profil v zárezе lesnej cesty vedúcej k hradu Pajštún na severnom okraji obce Borinka (obr. 1).

Podrobný opis devínskonovoveských vrstiev podávame nižšie, na tomto mieste stručne uvedieme, čím sa líšia od iných súvekých litostratigrafických jednotiek viedenskej panvy. Jakubovské vrstvy sú panvovými pelitickými sedimentmi, hruškovské (hrušecké) vrstvy sú faciálne pestré sedimenty: zlepence — štrky — piesky — pieskovce, amfisteginovolitotamniové vápence, pestré a sivé íly. Žižkovské pestré vrstvy sú piesky s polohami



Obr. 1. Situačná mapka lokalít devínskonovoveských vrstiev.

Fig. 1. Situation map of the Devínska Nová Ves Member localities.

štrkov a pestrých vápnitých ílov, ktoré prevládajú vo vrchnej časti. Ani v hruškovských, ani v žižkovských pestrých vrstvách v obliakovom materiáli nedominujú granitoidy. Devínskonovoveské vrstvy sú pravdepodobne litologicky blízke zohorským vrstvám, resp. konglomerátom (pracovný názov používaný hlavne pracovníkmi MND). Charakteristika zohorských vrstiev či konglomerátov nebola v súlade s čs. litostratigrafickou terminológiou doposiaľ v tlači publikovaná. Okrem toho zohorské konglomeráty sa radia do spodného bádenu (Gaža et al., 1983) a nemožno vylúčiť, že sa jedná o ekvivalent zlepencov, ktoré vo vrte DNV-1 ležia v podloží devínskonovoveských vrstiev.

Na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy na úpätí Malých Karpát ležia brekcie a zlepence tvorené takmer výlučne granitoidným materiálom. Na povrch vystupujú pri obci Borinka medzi Stupavou a Lozornom. Vrt DNV-1 ich overil v neočakávanej hrúbke pri Devínskej Novej Vsi a iné vrty ukázali, že na pomerne krátku vzdialenosť do vnútra viedenskej panvy, t. j. smerom na Z a SZ, vykliňujú.

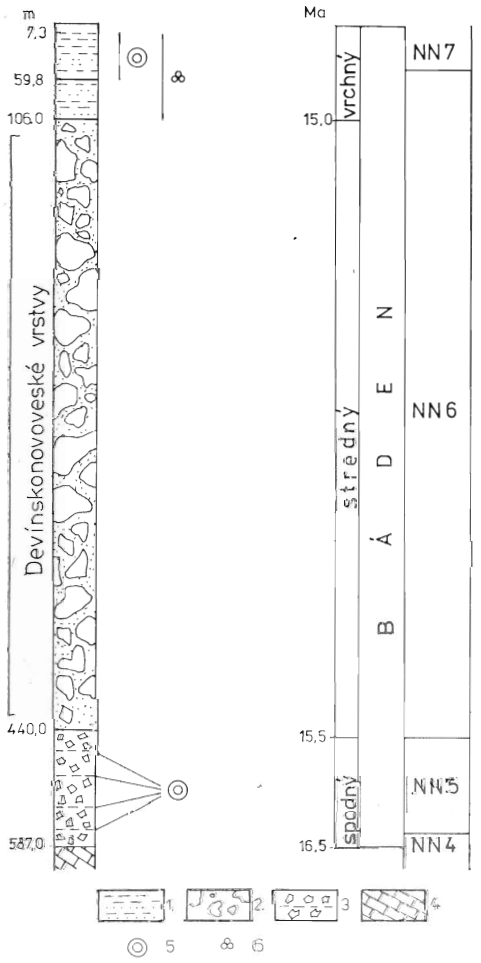
Vrt DNV-1 pri tehelni v Devínskej Novej Vsi (obr. 1; Vaškovský et al., 1988) prevŕtal granitoidné zlepence a brekcie v celkovej hrúbke okolo 330 m a poskytol biostratigrafické „kliešte" na stanovenie ich veku (obr. 2). V nadloží granitoidných klastík sú vápnité, rozpadavé siltovce a ílovce s polohami pieskovcov. Tieto sedimenty (ekvivalent studienskeho súvrstvia viedenskej panvy) obsahujú foraminifery vrchného bádenu (kosovu)-bulímnovo-bolivínovej a rotaliovej zóny včítane druhov *Bulimina elongata, Bolivina dilatata, Uvigerina venusta liesegensis* (Kučerová-Kyjovská, 1986). Spoločenstvo vápnitej nanoflóry obsahuje druhy, ktorých najčastejší výskyt je vo vrchnom bádene: *Cyclococcolithus macintyrei, Cycloperfolithus carlae, Helicosphaera wallichi, H. walsberdorfensis, H. selli, H. obliqua, Sphenolithus abies.* Okrem toho zriedkavo, ale predsa je prítomný indexový druh zóny NN 6 *Discoaster exilis* a vo vrchnej časti súvrstvia aj indexový druh zóny NN7 určený ako *Discoaster cf. kugleri* (Lehotayová, 1988).

V podloží granitoidných klastik sú zlepence s hojnými obliakmi mezozoických karbonátov s polohami pelitov, v ktorých sa našla vápnitá nanoflóra o. i. tiež s indexovou formou zóny NN 5: *Sphaenolithus heteromorphus,* ako aj formy *Discoaster variabilis* a *Coronosphaera sp.* (Lehotayová, l. c.). Je teda veľmi pravdepodobné, že granitoidné klastiká zodpovedajú strednému bádenu.

Z hľadiska litológie a sedimentológie sme klastiká podrobne študovali na dvoch prirodzených odkryvoch pri Borinke a Lozorne, ako aj vo vrte DNV-1 pri Devínskej Novej Vsi.

Na severnom okraji obce Borinka v rokline, ktorou stúpa lesná cesta a tu-

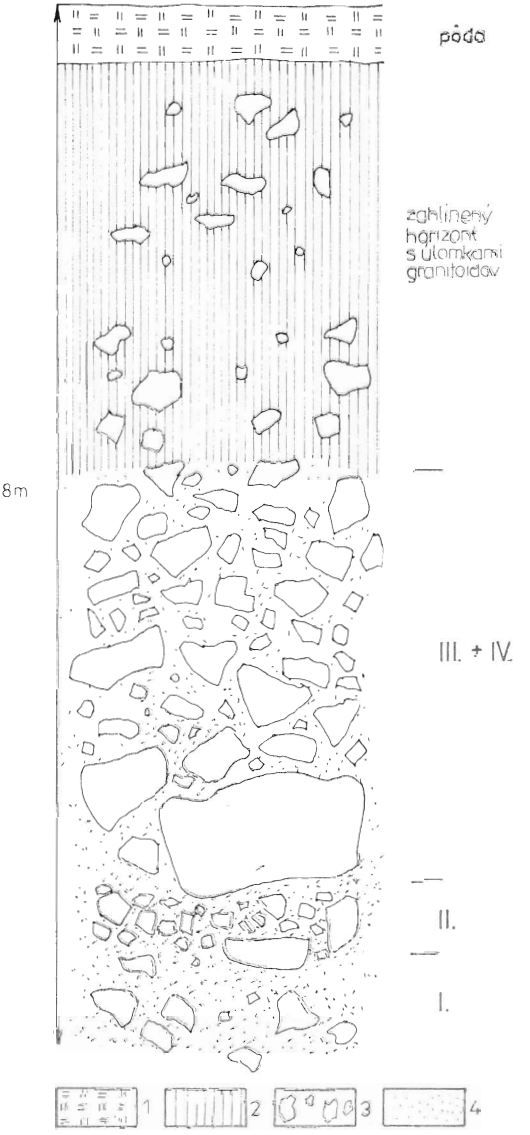
DNV-1



Obr. 2. Schematický profil devínskonovoveských vrstiev vo vrte DNV-1 a pozícia biostratigraficky datovaných polôh v ich nadloží a podloží. 1 — vápnité íly a piesky, 2 — granitoidné klastiká, 3 — polymiktné klastiká, 4 — mezozoikum, 5 — vápnitá nanoflóra, 6 — foraminifery.

Fig. 2. Schematic profile through the Devínska Nová Ves Member in the DNV-1 borehole and position of biostratigraphically dated horizons in their roof and underlying rocks. 1 — calcareous clays and sands, 2 — granitoide clastic sediments, 3 — polymict clastic sediments, 4 — the Mesozoic, 5 — calcareous nannoflora, 6 — foraminifera.

BORINKA



Obr. 3. Profil devínskonovoveských vrstiev na lokalite Borinka. 1 — pôda, 2 — hlina, 3 — granitové balvany a úlomky, 4 — piesčitý matrix.

Fig. 3. Profile through the Devínska Nová Ves Member on the Borinka locality. 1 — soil, 2 — loam, 3 — granitoide boulders and debris, 4 — sandy matrix.

ristický chodník na hrad Pajštún, ale aj v roklinách, ktoré rozrezávajú podhorský stupeň na SV od Stupavy, vystupujú monomiktné žulové brekcie tvorené chaoticky uloženými ostrohrannými blokmi granitoidov.

V zárezе lesnej cesty na severnom okraji Borinky sú granitoidné brekcie odkryté v dĺžke 70 m a výška steny odkryvu dosahuje až 8 m. Brekcie majú takmer monomiktné zloženie. Granitoidy tvoria 95 % materiálu. Sú to ostrohranné alebo slabo opracované bloky, opracované obliaky sú zriedkavé. Veľkosť blokov je 60 až 80 cm, ojedinele sa vyskytujú aj väčšie bloky a priemer najväčšieho bol 1,5 m.

V stene odkryvu sú rozlíšiteľné 4 polohy uloženín (obr. 3). Najspodnejšiu z nich (1. polohu) tvorí chaoticky rozmiestnený neopracovaný klastický materiál. Úlomky majú veľkosť od 2 do 20 cm. Ojedinele sa vyskytujú bloky veľké až 70—80 cm. Priemerná veľkosť desiatich najväčších blokov je 51,6 cm. V oblasti Borinky v 1. polohe je nasledujúca veľkosť blokov (v cm): 74, 43, 78, 40, 36, 35, 47, 45, 70, 48 — ∅ 51,6; v 2. polohe: 22, 38, 19, 20, 35, 28, 25, 15, 10, 12 — ∅ 22,4; v 3. polohe: 85, 100, 70, 70, 80, 75, 150, 66, 73, 95 — ∅ 86,3; v 4. polohe: 42, 63, 85 45, 40, 48, 38, 30, 55, 42 — ∅ 48, 8. V oblasti Lozorno je veľkosť blokov v 1. polohe: 35, 30, 32, 28, 42, 45, 26, 25, 29, 31 — ∅ 32,3; v 2. polohe: 47, 22, 32, 40, 35, 26, 60, 80, 35, 55 — ∅ 43,2. Úlomky sú zo silne zvetraných granitoidov. Prevláda stredno a hrubozrnný typ, ojedinele sa nachádzajú úlomky jemnozrnnejšieho granitoidu s vysokým obsahom muskovitu. Jemnozrnné granitoidy sú najmenej postihnuté zvetrávaním a vystupujú zo stien odkryvu. Ojedinele sa našli málo opracované obliaky kremeňa veľkosti do 3 cm. Takmer zanedbateľnú prímes predstavujú úlomky silne zvetraných tmavých kryštalických sľudnatých bridlíc veľkosti max. 2 cm (tab. 1). V tejto polohe iba jeden kus bridlíc mal veľkosť 20 cm. V celej opisovanej polohe, ako i na celom odkryve sa nenachádza ani jeden úlomok či obliak karbonátov. Napriek tomu je táto poloha materiálovo najpestrejšia. Bloky a úlomky sa väčšinou nepodopierajú, ale sú aj úlomky podopreté, utopené v prachovo-piesčitom matrixe. Matrix je tvorený rozpadnutým a rede-

TAB. 1

Zloženie úlomkov devínskonovoveských vrstiev
Composition of fragments of the Devínska Nová Ves Member

	Granitoidy	Kryšt. bridlica	Ostatné
Borinka			
1. poloha (110 cm)	38	5	3
2. poloha (60 cm)	67	2	10
3. poloha (240 cm)	34	0	3
4. poloha (200 cm)	29	0	7
Lozorno			
1. poloha	47	6	9
2. poloha	45	9	11

Lokalita Borinka — 8 m výška, 1 m šírka, pruh cez celý profil; Lokalita Lozorno — 2 m výška, 1 m šírka, pruh cez celý profil. Číselné údaje predstavujú výsledok kvalitatívnej analýzy hruboklastického materiálu. Vzhľadom na to, že granitoidy predstavujú veľké bloky, ich kvantitatívne zastúpenie v celkovom objeme klastického materiálu je podstatne vyššie, než udávajú číselné hodnoty kvalitatívnej analýzy.

The Borinka locality — 8 m height, 1 m width, zone across the entire profile; The Lozorno locality: 2 m height, 1 m width, zone across the entire profile. Numerical data represent result of quantitative analysis of coarse clastic material. Owing to the large size of granitoid blocks, their real share in the material is considerably higher than the indicated amounts.

ponovaným materiálom pochádzajúcim z fosílnych kôr zvetrávania na kryštalických, hlavne žulových horninách.

Nad touto polohou je štrková vrstva (2. poloha) zložená z granitoidného materiálu. Má nepravidelne zvlnený tvar, jej hrúbka kolíše od 20 do 60 cm. Výrazne oddeľuje vrchné polohy od spodnej. Obliaky granitoidov sú dobre opracované, väčšina má priemer do 10 cm. Najväčší meral 38 cm, ale to bol neopracovaný blok granitoidu. Materiál pozostáva takmer výlučne z granitoidov. Ojedinele sa vyskytujú malé obliaky kremeňa do 3 cm. Štrkový materiál nevykazuje žiadne usporiadanie, gradáciu či imbrikáciu obliakov.

Tretia a štvrtá poloha splývajú. Určitým kritériom rozlíšenia je hojnejšia prítomnosť malých obliakov granitov (do 5 cm) v 4. polohe.

Bloky granitoidov sú ostrohranné, neopracované, opäť chaoticky rozmiestnené, bez náznaku usporiadania. Veľkosť blokov sa pohybuje okolo 40 cm. V týchto dvoch polohách sa vyskytli bloky s priemerom okolo 1 m a najväčší z nich dosahoval až 1,5 m. Priemerná veľkosť najväčších blokov v 3. polohe je 86,3 cm a vo 4. polohe 48,8 cm. Bloky sa zväčša podopierajú a matrix vypĺňa priestory medzi nimi.

Mikroskopickým štúdiom blokov z celého odkryvu bolo zistené, že prevládajú bloky muskoviticko-biotitických a dvojsľudných granodioritov. Sú to stredne až hrubozrnné, rovnomerne zrnité horniny všesmerne zrnitej textúry. Pôvodná hypidiomorfne zrnitá a panalotriomorfne zrnitá štruktúra je v dôsledku tlakovodeformačného postihnutia celého masívu pred redepozíciou zmenená na kataklastickú, častejšie mallovitú až porfyroklastickú, v ojedinelých prípadoch až na mylonitickú štruktúru. Značne zastúpené sú aj úlomky granitov, v hlavnej miere strednozrnných muskoviticko-biotitických granitov. V menšom počte sa nachádzajú stredne až hrubozrnné biotitické granity a zvlášť v 2. polohe jemnozrnné aplitoidné muskovitické granity. Textúra granitov je podobne ako u granodioritov všestranne zrnitá. Štruktúra je panalotriomorfne zrnitá a hypidiomorfne zrnitá, so znakmi kataklastického postihnutia. Zo žilných variet granitoidných hornín sa vyskytujú hlavne muskovitické aplity, menej pegmatity. Sekundárna premena horninotvorných minerálov zodpovedá stupňu tlakovodeformačného postihnutia horninového masívu a pokročilému zvetraniu. Väčšina živcov je intenzívne sericitizovaná a kaolinitizovaná, v menšej miere sa uplatnila i epidotizácia. Biotity sú vybielené — baueritizované. Celkové kataklastické postihnutie a zvetranie úlomkov až blokov granitoidov je stredného až intenzívnejšieho stupňa, len klasty leukokratných, jemnozrnných, muskovitických, hlavne aplitoidných variet vykazujú menší stupeň deformačných a sekundárnych premien. To, že sa takto deformované horniny zachovali vo forme klastov, nasvedčuje, že neprekonali väčší transport a že zvetrávanie prebehlo po redepozícii. Z metamorfitov sa ojedinele pozorovali metapelity a metapsamity minerálnej asociácie kremeň, sericit, chlorit ± biotit — fylity a kremeň, chlorit, biotit, plagioklas ± staurolit — biotitické svorové ruly až pararuly. Podobne ako granitoidy i klasty týchto hornín sú intenzívne „rozrušené" a zvetrané.

Matrix vo všetkých opísaných polohách je prachovo-piesčitý, s vysokým obsahom muskovitu, nekarbonatický, resp. slabo karbonatický.

Zastúpenie piesčitej frakcie v matrixe dosahuje 58,6—58,9 %, podiel prachu kolíše od 25,3 do 27,0 %, štrková prímes nepresahuje 0,5 %, zvyšok tvorí íl. Stredný moment zrnitosti Xfi kolíše od 4,37 do 4,01, podľa tejto hodnoty matrix zodpovedá hrubozrnnému prachu. Hodnota určujúca triedenie sigma fi kolíše od 2,48 do 2,94, čo vo Friedmanovej klasifikácii zodpovedá veľmi zlému až extrémne zlému triedeniu. Obsah $CaCO_3$ kolíše od 0,49 do 7,23 % a obsah $MgCO_3$ kolíše od 0,76 do 2,85 % (tab. 2). Na porovnanie uvádzame zrnitostné parametre jednej piesčitej polohy na lokalite Borinka a ďalšej na lokalite Lozorno. Podiel piesčitej frakcie je vyšší (61,2 a 62,3 %), sediment je hrubozrnnejší než matrix, triedenie je horšie než pri matrixe a podľa stredného momentu zrnitosti Xfi (3,55 a 3,36) zodpovedá jemnozrnnému piesku. Hodnoty sigma fi sú vyššie ako pri matrixe (2,98 a 3,04), sediment je extrémne zle triedený.

Materiál matrixu vzhľadom pripomína granitový materiál. Predstavuje splavený materiál fosílnych kôr zvetrávania na kryštalických, prevažne granitoidných horninách.

Tab. 2

Zrnitostné parametre a obsah karbonátov v matrixe devínskonovoveských vrstiev na lokalitách Borinka (B) a Lozorno (L)

Granularity parameters and carbonate content in matrix of the Devínska Nová Ves Member on the Borinka (B) and Lozorno (L) localities

		Matrix			Piesky	
		B-26	B-29	B-33	B-34	L-1
Zrnitostné frakcie %	štrk	0,5	0,4	0,3	2,3	1,4
	piesok	58,6	58,7	58,9	62,3	61,2
	prach	27,0	25,3	26,6	21,3	25,8
	íl	13,8	15,0	14,1	14,0	11,5
Koeficienty zrnitosti – Momentové	Xfi	4,37	4,13	4,01	3,55	3,36
	Sigma fi	2,48	2,79	2,84	3,04	2,97
	Sk fi	0,48	0,37	0,47	0,44	0,55
	K fi	2,50	2,18	2,03	2,19	2,16
Trask	Md mm	0,070	0,079	0,117	0,132	0,194
	So	3,30	4,32	5,93	4,98	5,12
$CaCO_3$ %		0,84	0,50	0,49	0,59	—
$MgCO_3$ %		1,02	0,70	1,22	0,86	—

V celom študovanom profile pri Borinke sú bloky a obliaky granitoidov veľmi silne zvetrané. Pevnosť matrixu, ktorý je značne rozpadavý, a pevnosť väčšiny zvetraných blokov žuly i kryštalických bridlíc je prakticky rovnaká.

Druhý študovaný odkryv pri Lozorne je dnes zaplavený vodou novej umelej vodnej nádrže. Žulové klastiká boli na ňom odkryté v hrúbke 10—15 m. Spodnú časť odkrývala stena vysoká 2 m, na ktorej boli viditeľné dve polohy klastík, oddelené hrubopiesčitou polohou s dobre opracovanými obliakmi granitoidov do veľkosti 2 cm (obr. 4). Sú v nej náznaky vrstevnatosti a obtekania obliakov. Obe polohy granitoidných obliakov a blokov majú rovnaký charakter. V nadloží je však viac menších klastov rozptýlených okolo ojedinelých veľkých, ktoré sú väčšie ako bloky v podložnej polohe. Bloky dosahujú veľkosť až 80 cm. Priemerná veľkosť dosiatich najväčších blokov z 1. polohy je 32,3 cm, z 2. polohy (nadložnej) 43,2 cm. Bloky sú zväčša neopracované, prípadne slabo opracované.

Z tejto lokality sme petrograficky študovali menej vzoriek, preto obraz o horninovej skladbe klastov môže byť čiastočne skreslený. Okrem dominantných granitoidov tu boli zistené aj metamorfity (10 %), ale aj úlomky spodnotriasových kvarcitov (5 %) a podľa analógie s vrtom DNV-1 nevylučujeme ani prípadný výskyt karbonátov. Lozorniansky výskyt pravdepodobne reprezentuje spodnejšiu časť devínskonovoveských vrstiev (zodpovedajúcu vo vrte približne metráži 300 m až 450 m) s polymiktnejším charakterom sedimentácie a borinský výskyt vrchnejšiu časť bez klastov mezozoických hornín. Z granitoidov sú najrozšírenejšie stredne až hrubozrnné muskoviticko-biotitické granodiority a biotitické granodiority. Hojne sa vyskytujú tiež granity, najmä strednozrnné, dvojsľudné, ale aj aplitoidné muskovitické granity. Z metamorfitov sú zastúpené najmä úlomky metapelitov — fylitov a piesčitých metadrôb minerálnej asociácie: kremeň, sericit, chlorit ± biotit a svorových rúl s prejavmi periplutonickej metamorfózy minerálnej asociácie: kremeň, chlorit,

biotit, plagioklas, staurolit ± granát ± sillimanit.

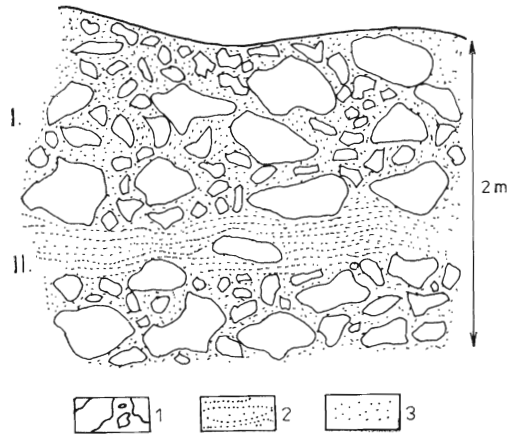
Okrem hornín kryštalinika boli pozorované klasty spodnotriasových kremencov, miestami epimetamorfované. Ojedinelý je nález pravdepodobne neogénneho jemnopiesčitého prachovca s klastickými sľudami. Prachovcový klast je svedectvom intraformačného kanibalizmu, ktorý je v horninách obdobného typu obvyklý.

Matrix, ktorý obklopuje bloky, je štrkovito-piesčitý, tvorí ho granitoidný materiál so sekundárnymi zátekmi oxidov Fe.

Klastický materiál je chaoticky rozmiestnený, bez náznakov imbrikácie alebo usporiadania blokov. Bloky sú menšie ako na lokalite Borinka. Materiál v dolných častiach odkryvu je menej zvetraný, vo vrchnej časti je zvetranosť klastického materiálu podobná ako na lokalite Borinka.

Zvetranosť blokov a obliakov granitoidu i kryštalických hornín je typická pre obe opísané lokality.

LOZORNO



Obr. 4. Profil devínskonovoveských vrstiev na lokalite Lozorno. 1 — granitové balvany, úlomky a obliaky, 2 — piesčitá poloha, 3 — piesčitý matrix s malými obliakmi granitoidov.

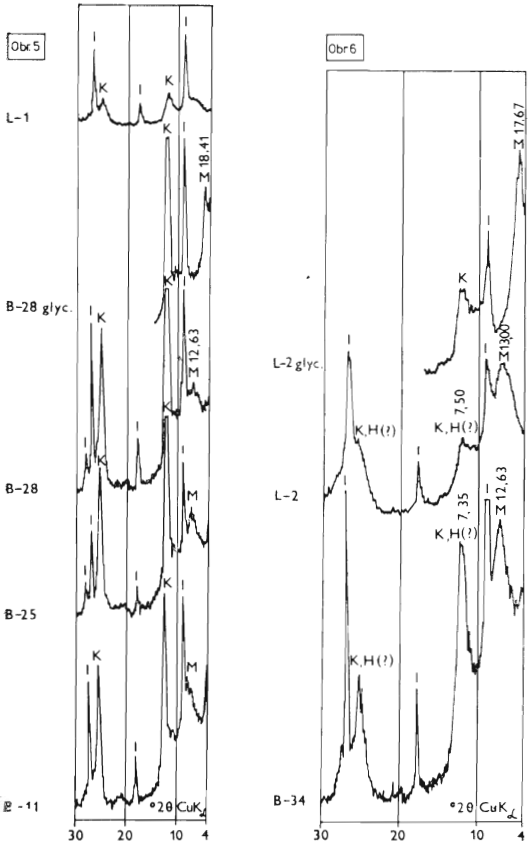
Fig. 4. Profile through the Devínska Nová Ves Member on the Lozorno locality. 1 — granite boulders, debris and pebbles, 2 — sandy horizon, 3 — sandy matrix with small granitoide pebbles.

Je nemysliteľné, žeby boli silne zvetrané ostrohranné bloky granitoidov podstúpili akýkoľvek transport a nerozmelili sa na piesok a drobnú drvinu už pri zrútení sa skál zo skalných útesov. Proces zvetrávania musel prebehnúť po uložení brekcií. Potvrdzuje to aj porovnanie minerálneho zloženia ílovej frakcie zvetraných blokov žuly a matrixu na oboch študovaných lokalitách.

Ílové minerály frakcie < 0,002 mm zo zvetraných blokov granitoidov na lokalite Borinka sú kaolinit a illit (vzorky B-4, 11, 25, 28), v posledných troch vzorkách pravdepodobne kaolinit zreteľne prevláda nad illitom. Kaolinit bol zistený aj v ílovej frakcii z blokov granitoidov z lokality Lozorno, kde prevláda illit. Na oboch lokalitách chýba montmorillonit, alebo je zastúpený len v nepatrnom množstve (obr. 5).

Minerálne zloženie ílovej frakcie matrixu z oboch lokalít v porovnaní s ílovými minerálmi zo zvetraných blokov granitoidov je odlišné. Na lokalite Borinka prevláda montmorillonit a illit. Kaolinit s nedokonale usporiadanou štruktúrou je viac či menej zastúpený ako prímes. Minerálne zloženie ílovej frakcie matrixu z lokality Lozorno je analogické (obr. 6). Podobné zloženie majú minerály z kôr zvetrávania zachovaných na granitoidoch a kryštalických bridliciach Malých Karpát (Kraus, 1986).

Z uvedeného vyplýva, že kôry zvetrávania zachované na kryštaliniku Malých Karpát sú fosílne a formovali sa pred stredným bádenom. Ílové minerály kôr zvetrávania i tmeliacej hmoty (matrixu) bádenských klastík majú zhodné zloženie, obsahujú hlavne montmorillonit a illit. Granitoidné bloky bádenských klastík po ich redepozícii podľahli po obnažení zvetrávaniu, pri ktorom sa prednostne tvoril kaolinit. Granitoidové klastiká, ktoré ostali pochované (napr. vo vrte DNV-1 chránené 100 m hru-



Obr. 5. Rtg difrakčné záznamy frakcie pod 0,002 mm zo zvetraných blokov granitoidov na lokalite Borinka (B-11, B-25, B-28) a Lozorno (L-1). M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit.

Fig. 5. X-ray diffraction records of the fraction below 0.002 mm from weathered blocks of granitoides on the Borinka locality (B-11, B-25, B-28) and the Lozorno locality (L-1). M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite.

Obr. 6. Rtg difrakčné záznamy frakcie pod 0,002 mm matrixu na lokalite Borinka (B-34) a Lozorno (L-2). M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, H — halloyzit.

Fig. 6. X-ray diffraction records of the fraction of matrix below 0.002 mm on the Borinka locality (B-34) and the Lozorno locality (L-2). M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, H — halloysite.

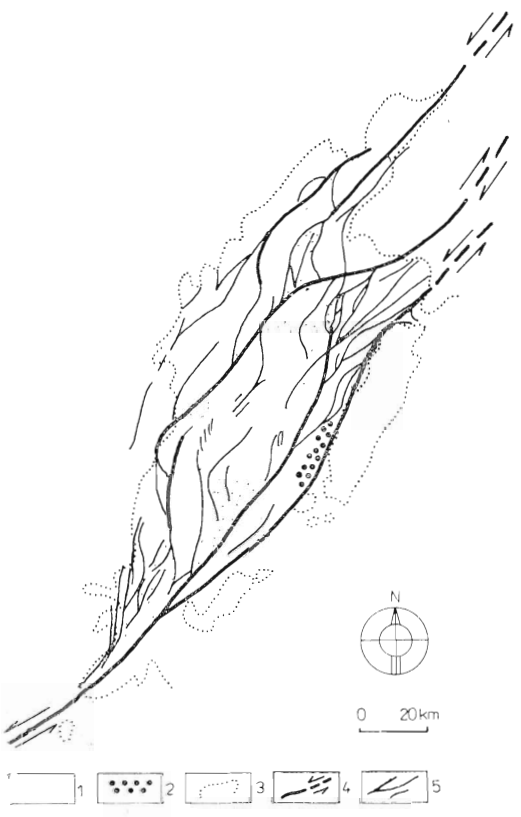
bou vrstvou prevažne nepriepustných sedimentov), nepodľahli zvetrávaniu.

V súbore granitoidných klastík hrubom okolo 330 m prevŕtanom vrtom DNV-1 pri Devínskej Novej Vsi prevládajú bloky a obliaky. Opäť ide prevažne o granitoidy malokarpatského pôvodu.

Prevládajú granitoidné horniny (85—90 %) obdobných typov ako na lokalitách Borinka a Lozorno. Pozoruhodné je pestré zastúpenie pegmatitov. Vyskytujú sa typy s bielymi živcami, ale aj s tmavošedým plagioklasom, pegmatity s veľkolupeňovitým muskovitom (do 2,5—3 cm) a tiež s jemnošupinkovitými trsovitými agregátmi. Okrem biotitických pegmatitov s 10—15 cm dlhými „ceruzkovitými" biotitmi nachádzajúcimi sa na SV od Rače v Kobyláckej doline sú tu všetky typy, ktoré možno v Malých Karpatoch pozorovať i dnes. Z metamorfitov sú bežné metapelity a metapsamity, často ovplyvnené periplutonickou metamorfózou, biotitické svorové ruly až pararuly, fylity, metamorfované piesčité droby a metabazity, metatufy — hlavne rôzne typy amfibolitov a aktinolitické fylity. Okrem týchto hornín sa v menšej miere vyskytujú i úlomky kontaktne metamorfovaných hornín (dnes vyskytujúcich sa hlavne v harmónskej sérii) minerálnej asociácie: sericit, chlorit, muskovit ± cordierit ± biotit — škvrnité bridlice s cordieritom a ojedinele aj grafitické metakvarcity. Obdobné horniny sa v súčasnosti v bratislavskom masíve vyskytujú len na severe v oblasti Kuchyne (Putiš, 1987).

Vrchnú časť (približne 200 m) devínskonovoveských vrstiev tvoria výhradne klasty hornín kryštalinika. Úlomky spodnotriasových kremencov sa začínajú objavovať vo vrte v hĺbke okolo 300 m a smerom do podložia ich pribúda. Podobne ako klasty kremencov z Lozorna i tieto sú miestami čiastočne rekryštalizované. Od hĺbky 365 m sú vo vrte sprievodné úlomky karbonátov a spodná časť devínskonovoveských vrstiev má polymiktný charakter.

V hĺbke okolo 440 m bolo možné pozorovať výraznú zmenu v zložení klastík. Dominovali úlomky mezozoických hornín, granitoidy mali malé zastúpenie, až približne v 490 m úplne vymizli. V hĺbke 505—515 m sa vytrácajú spodnotriasové kremence a interval po 575 m tvoria zlepence z karbonátov mezozoických hornín. Úsek od 575—595 m tvorí



Obr. 7. Pozicia devínskonovoveských vrstiev na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy a priebeh hlavných zlomov s významnou laterálnou zložkou pohybu. 1 — oblasť rýchlej sedimentácie počas bádenu, 2 — olistostrómy a kužele úpätných klastík (devínskonovoveské vrstvy), 3 — dnešné kontúry panvy, 4 — hlavné zlomy a predpokladaný zmysel horizontálneho pohybu, 5 — ostatné významnejšie zlomy.

Fig. 7. Position of the Devínska Nová Ves Member on the southeastern border of the Vienna basin and course of principal faults with significant lateral components of movement. 1 — area of quick sedimentation during the Badenian, 2 — olistostromes and debris fans (the Devínska Nová Ves Member), 3 — today's contours of the basin, 4 — principal faults and assumed sense of horizontal movement, 5 — other significant faults.

„tektonická brekcia" z podložných, pravdepodobne jurských vápencov a záverečná metráž 595—618 m sú jurské vápence.

Matrix hrubých klastík je dvojaký. Vo vrchnej časti je prachovcovo-pieskovcovitý, s rôznymi prechodmi, kým v spodnej časti, kde je tmel ovplyvnený karbonátmi, matrix tvorí jemnozrnný vápnitý a ílovitý pieskovec až piesčitý íloves a okrem klastických sľúd miestami obsahuje i zvyšky organických pletív. Opracovanie klastík je tiež rozdielne. Vo vrchnej časti sú hlavne brekciovito-konglomerátové úlomky. V spodnej časti sa nachádzajú väčšinou poloopracované úlomky, ale pod devínskonovoveskými vrstvami sú poloopracované až opracované obliaky. Výrazné rozdiely sú v zložení klastov. Vrchnú časť tvorí 90 % granitoidov, 10 % metamorfitov, spodnú časť 75—80 % granitoidov, 10 až 15 % metamorfitov a 5—10 % mezozoických hornín.

Podobná analýza klastík vo vrte DNV-1 ukázala, že ich spodná časť je polymiktná, aj keď dominuje granitoidný materiál. Možno to vysvetliť dvoma alternatívami:

1. Na začiatku stredného bádenu bol výzdvih Malých Karpát pomalý. Znos do bazénu mal širší záber, klastiká mali polymiktný charakter. Po odstránení mezozoického obalu (čiastočné odľahčenie) sa postupne zrýchlil výzdvih a do bazénu sa sunuli len klasty kryštalinika, hlavne granitoidy.

2. Pôvodná znosová oblasť s hojnejším podielom mezozoika sa v dôsledku ľavého horizontálneho posunu malokarpatského bloku (obr. 7) vzdialila od miesta akumulácie devínskonovoveských vrstiev a v novej znosovej oblasti dominovalo kryštalinikum, menovite granitoidy.

Materiál zlepencov až brekcií nie je zvetraný, čo je nápadný odlišujúci znak od granitoidných klastík v Borinke a Lozorne.

Opísané granitoidné klastiká, zvlášť vo vrte DNV-1, v mnohom pripomínajú olistostrómy. Podľa Rajmonda (1978) je olistostróma všeobecný pojem pre úlom-

kové vrstvy či súvrstvia alebo pre melanž sedimentárneho pôvodu. Strednobádenské granitoidné klastiká na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy majú tieto charakteristické znaky olistostróm: chaotické usporiadanie, šošovkový tvar (telesá klastík do panvy rýchle vykliňujú), nedostatok pravého zvrstvenia, pozícia medzi morskými normálne zvrstvenými sekvenciami (dokazuje to profil vrtu DNV-1).

Nemajú však heterogénne zloženie, čo azda nie je všeobecný znak olistostróm. Napr. olistostrómy s obrovskými olistolitmi v zóne styku Ťan-šanu s Pamírom (Pridarvazie) majú monomiktné zloženie (Sčerba, 1975).

Ďalším genetickým typom sedimentov devínskonovoveských vrstiev sú úpätné klastiká: sutinové a murové kužele (Borinka) a aluviálne kužele s materiálom opracovaným krátkym transportom vo vodnom prostredí (Lozorno).

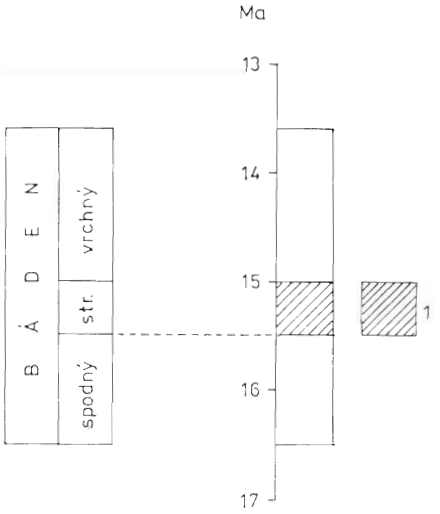
Možno zhrnúť, že devínskonovoveské vrstvy vznikli zo sutinového granitoidného materiálu, ktorý sa buď akumuloval na okraji viedenskej panvy, alebo sa vo forme chaotickej masy — zmesi blokov pevných hornín a bahna, čiže vo forme podmorských gravitačných sklzov, zosúval na istú vzdialenosť do roztvárajúcej sa viedenskej panvy zaliatej morom (obr. 7).

Devínskonovoveské vrstvy predstavujú jednu z najväčších dodnes známych hruboklastických akumulácií v Západných Karpatoch (napr. bádenský detrit v čelnej priehlbni pri Ostrave má max. hrúbku okolo 300 m). Hrubšie než devínskonovoveské vrstvy sú azda iba klastiká tvoriace výnosový kužeľ zo Spišsko-gemerského rudohoria vyplavený do Košickej kotliny (košické štrkové súvrstvie pod Bankovom pri Košiciach). Vznik tohto súvrstvia bol však dlhodobý proces, začal v bádene a pretrvával minimálne celý sarmat, t. j. cca 4 mil. rokov. Devínskonovoveské vrstvy vznikali relatívne krátko; celý stredný báden trval iba 0,5 milióna rokov (obr. 8). Preto neudivuje, že tieto klastiká majú aj znaky olistostróm, ktorých vznik v zóne kontrastných vertikálnych pohybov je ľahko vysvetliteľný:

— Strmý reliéf na okraji viedenskej panvy bol náchylný na rútenie skál a gravitačné sklzávanie do klesajúcej panvy zaliatej morom.

— Nemožno vylúčiť seizmické šoky (popri západnom okraji Malých Karpát prebieha geofyzikálne indikovaný záhorský segment záhorskohumenského, aj dnes seizmoaktívneho zlomu), ktoré mohli byť bezprostredným impulzom na rozrušovanie skalných masívov a na aktivizáciu sutinových más do podmorských gravitačných sklzov.

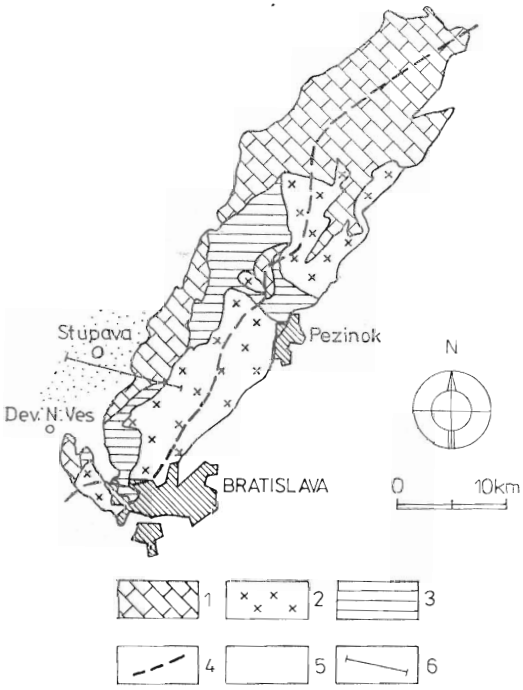
Vznik opísaných vrstiev súvisel s diferencovanými pohybmi na okraji roztvárajúcej sa viedenskej panvy v strednom bádene. Podľa najnovších predstáv sa panva roztvárala ako panva typu „pull-apart", ale vzhľadom na známe skutočnosti o jej



Obr. 8. Obdobie vzniku devínskonovoveských vrstiev. 1 — obdobie formovania olistostróm.

Fig. 8. The period of formation of the Devínska Nová Ves Member. 1 — the period of formation of olistostromes.

stavbe bol pre ňu navrhnutý zvláštny model: zlomy, pozdĺž ktorých dochádzalo k horizontálnemu pohybu krýh podmieňujúcemu roztvorenie panvy, mali relatívne plytký dosah (thin-skinned pull-apart; Royden, 1985). Viedenská panva má niektoré znaky typické pre panvy typu pull-apart (epizodická rýchla subsidencia, rýchle prehlbovanie panvy a i.),



Obr. 9. Schéma distribúcie hornín budujúcich Malé Karpaty (dnešný stav). 1 — sedimenty mezozoika, podradne aj paleogénu, 2 — granitoidy, 3 — predmezozoické metamorfity, 4 — chrbátnica Malých Karpát, 5 — predpokladané rozšírenie devínskonovoveských vrstiev, 6 — línia schematického rezu so strednobádenskou rekonštrukciou severozápadného svahu Malých Karpát (obr. 10).

Fig. 9. Scheme of distribution of rocks, forming the Malé Karpaty Mts. (present state). 1 — the Mesozoic sediments, sporadically the Paleogene, 2 — granitoides, 3 — pre-Mesozoic metamorphites, 4 — crest of the Malé Karpaty Mts., 5 — assumed occurance of the Devínska Nová Ves Member, 6 — line of schematic profile with the Middle Badenian reconstruction of the northwestern slope of the Malé Karpaty Mts. (Fig. 10).

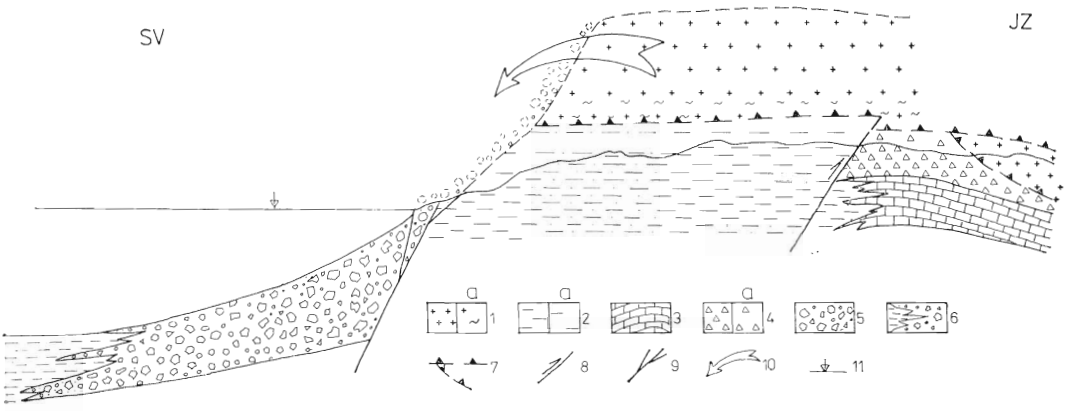
hoci viaceré z nich nie sú výlučnými znakmi panví tohto typu.

Na okrajoch panví typu pull-apart vznikal výrazný topografický reliéf, čoho dôsledkom sú (Reading in Ballance, Reading, 1980, s. 13, 14; Christie-Blick, Biddle, 1985, s. 22, 25; Mitchell, Reading in Reading, 1978, s. 512): hrubodetritické fácie pozdĺž okraja panvy a náhla laterálna zmena fácií smerom do centra panvy, hrubodetritické sedimenty (zlepence a brekcie) tvoria úpätné kužele klastík včítane skĺznutých blokov (olistolity) a debris flow, hrubozrnné detritické sedimenty majú znaky blízkeho zdroja (zlá opracovanosť, monomiktné petrografické zloženie).

Opísané devínskonovoveské vrstvy potvrdzujú existenciu strmého reliéfu na okraji panvy v čase stredného bádenu a zodpovedajú kritériám hrubozrnných klastík, aké sa spravidla akumulujú na okraji roztvárajúcej sa panvy typu pull-apart.

Na dokreslenie tektonického pozadia strednobádenského roztvárania viedenskej panvy azda treba dodať, že v tomto období vznikali v Západných Karpatoch megaantiklinóriá či hrasťové megaantiklinóriá dnešných jadrových pohorí. Počiatok ich dvíhania v bádene datujú stopy po delení U (FT) apatitov z kryštalických jadier týchto pohorí (Kráľ, 1977). Dvíhanie karpatského horského oblúka v strednom bádene vyvolalo krízu salinity v čelnej priehlbni Karpát (Wieliczka), ale aj vo vnútrohorských panvách: v transkarpatskej (evapority zbudského súvrstvia na východnom Slovensku) a v transylvánskej (soľné diapíry).

Na záver ešte prichodí dodať, že analýza devínskonovoveských vrstiev, zvlášť overenie ich takmer monomiktného zloženia s absolútnou prevahou klastického materiálu malokarpatských granitoidov, je prínosom nielen pre objasnenie dynamiky vzniku a vývoja viedenskej panvy, ale aj pre pochopenie staršej stavby Malých Karpát. Priamy dôkaz o alochtonite malokarpatských granitoidov priniesol už



Obr. 10. Rekonštrukcia severozápadného svahu Malých Karpát v strednom bádene v priestore Prepadlé — Kozlisko (bez mierky). Situácia rezu na obr. 9 (podľa Plašienku, upravené). 1 — malokarpatské kryštalinikum, prevažne granitoidy — bratislavský príkrov, a — denudované, 2 — borinská sekvencia (prevažne vo flyšoidnom vývoji), a — denudované, 3 — borinské vápence, 4 — brekcia Somára, a — denudované, (2—4 borinská sekvencia, jura), 5 — devínskonovoveské vrstvy, 6 — prechod devínskonovoveských vrstiev do panvovej fácie (5—6 — stredný báden), 7 — násunové plochy bratislavského príkrovu, 8 — prešmyk, 9 — zlom s významnou horizontálnou zložkou pohybu v bádene, 10 — rúcanie skál zo strmého paleoreliéfu, 11 — hladina bádenského mora vo viedenskej panve.

Fig. 10. Reconstruction of the northwestern slope of the Malé Karpaty Mts. in the Middle Badenian in the Prepadlé — Kozlisko area (without scale). Situation of the profile is on Fig. 9 (according to Plašienka, adapted). 1 — the Malé Karpaty Mts. crystalline, predominantly granitoides — the Bratislava nappe, a — denuded, 2 — the Borinka sequence (predominantly in flyshoid development), a — denuded, 3 — Borinka limestones, 4 — Somár breccia, a — denuded, (2—4 the Borinka sequence, Jurassic), 5 — the Devínska Nová Ves Member, 6 — transition of the Devínska Nová Ves Member into basin facies (5—6 — the Middle Badenian, 7 — overthrust plane of the Bratislava nappe, 8 — overthrust fault, 9 — fault with a significant horizontal component of movement during the Badenian, 10 — break down of rocks from steep paleorelief, 11 — level of the Badenian sea in the Vienna basin.

Kullman (1957), rad nových dôkazov uvádza napr. Plašienka a Putiš (1987). Hrubé granitoidné klastiká na severozápadnom úpätí Malých Karpát sú nepriamym dôkazom spomínanej alochtonity: takmer monomiktné zloženie devínskonovoveských vrstiev naznačuje, že ich znosovú oblasť — vrcholy v strednom bádene dvíhajúcich sa Malých Karpát museli tvoriť malokarpatské granitoidy vystupujúce v tektonickom nadloží mezozoických sérií, ktoré dnes tvoria severozápadné svahy Malých Karpát (obr. 9).

Vzhľadom na predpokladaný ľavý horizontálny posun malokarpatského bloku pri roztváraní viedenskej panvy materiál hlavne spodnej časti devínskonovoveských vrstiev pochádzal z hrebeňa Malých Karpát, ktorý je dnes vzdialený od výskytu granitoidných klastík severovýchodným smerom (porovnaj obr. 7).

Ak by sme predpokladali, že horizontálny posun malokarpatských krýh v priebehu stredného bádenu ustal, potom materiál vrchnej časti devínskonovoveských vrstiev (tvorený vo vrte DNV-1 výlučne materiálom kryštalinika) pochádza z príkrovu kryštalinika, ktorého hlbšia časť je obnažená v doline Prepadlé na Z od Stupavy (obr. 10).

Literatúra

Gaža, B. et al. 1983: Vyhledávací průzkum živic ve Vídeňské pánvi. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Christie-Blick, N., Biddle, K. T. 1985: Deformation and Basin Formation Along Strike-Slip Faults. *In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Eds. Kevin T. Biddle, N. Christie-Blick. Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Tulsa, Ocla), 37, 1—34.*

Kráľ, J. 1977: Fission Track ages of Apatites from some Granitoid Rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 2, 269—276.*

Kraus, I. 1986: Kaolinity a kaolinitové íly Západných Karpát — ich geologicko-ložiskové pomery, minerálne zloženie, genéza a vek. *Manuskript — archív Katedry ložiskovej geológie PF UK, Bratislava.*

Kullman, E. 1957: Záverečná správa o hydrogeologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy Bratislava. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Kučerová-Kyjovská, K. 1986: Mikropaleontologické vyhodnotenie prvých 100 m vrtu DNV-1 v Devínskej Novej Vsi. *Manuskript (v príprave) — GÚDŠ Bratislava.*

Lehotayová, R. 1986: Vápnitá nanoflóra vo vrte DNV-1 v Devínskej Novej Vsi. *Manuskript (v príprave).*

Plašienka, D., Putiš, M. 1987: Geological structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. Structural Development of the Carpathian Balkan Orogenic Belt. *International Conference, Guide to Excursions, Bratislava, 47—82.*

Putiš, M. 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Miner. slov., 19, 135—157.*

Raymond, L. A. 1975: Tectonite and Melange — a distinction. *Geology, 3, 7—9.*

Reading, H. G. 1978: Sedimentary Environments and Facies. *Oxford, Blackwell Scientific Publ., 517 s.*

Reading, H. G. 1980: Characterics and Recognition of Strike-Slip Fault System. *In: Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. Eds. P. F. Ballance and H. G. Reading. Spec. Publ. (Int. Assoc. Sedim. Boston, Melbourne), 4, 7—26.*

Royden, L. H. 1985: The Vienna Basin. A Thin-Skinned Pull-Apart Basin. *In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Eds. Kevin T. Biddle, N. Christie-Blick. Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Tulsa, Ocla), 37, 319—338.*

Ščerba, I. G. 1975: Olistostromy v neogéne Darvazskogo chrebta. *Geotektonika, 5, 97.*

Vaškovský, I. et al. 1988: Geologické zhodnotenie vrtu DNV-1 pri Devínskej Novej Vsi. *Manuskript (v príprave).*

The Devínska Nová Ves Member: Olistostromes on the southeastern border of the Vienna basin

Breccias and conglomerates composed almost exclusively of granitoide clastic, mostly rough material, lie on the northwestern foot of the Malé Karpaty Mts. There has been ascertained by the DNV-1 borehole near Devínska Nová Ves (Fig. 1) that the thickness of clastic sediments is about 330 m and that these rocks have the Middle Badenian age (Fig. 2; Lehotayová, 1986; Kučerová-Kyjovská, 1986; the list of biostratigraphically significant species of calcareous nannoflora and foraminifera see in the Slovak text). We have named these granitoid clastic sediments the Devínska Nová Ves Member.

The Devínska Nová Ves Member has been studied on three localities. Four horizons have been distinguished in the cut of a forest path near Borinka, where the Devínska Nová Ves Member is uncovered in the length of 70 m and the height of a rock wall reaches 8 metres. Three of them (I, III, IV, Fig. 3) consist of chaotic breccias, the horizon II consits of gravels. Blocks and fragments of muscovite-biotite and two-mica granitoides prevail in clastic material. Muscovite-biotite granites are also abundant, but coarse grained biotite granites, fine-grained aplitoide muscovite granites, muscovite aplites, pegmatites, phyllites and biotite mica schist gneisses are less abundant. Matrix is silty-sandy (Tab. 3).

Rocks similar to the above described occur near Lozorno (Fig. 4), but they contain more rounded pebbles and they also contain, along with overwhelming granitoides, a small amount (5 %) of the Lower Triassic quartzites. Their matrix is gravelly-sandy.

Clastic materials is on both localities considerable disintegrated — kaolinite and illite prevail from clay minerals, montmorillonite is

present only in insubstantial amount, or it is missing (Fig. 5), Montmorillonite and illite prevail in the clay fraction of matrix (Fig. 6), the clay fraction from fossil weathering crusts on granitoides and schists of the Malé Karpaty Mts. has a similar composition (Kraus, 1986). Fossil weathering crusts probably originated during the Badenian, like matrix of the Devínska Nová Ves Member did, while the weathering of clastic material of the Devínska Nová Ves Member took place after its deposition.

Granitoide clastic sediments in the DNV-1 borehole consist of overwhelming blocks, fragments and pebbles of granitoides, similarly as they do on the Borinka and Lozorno localities, the occurrence of pegmatites is more variable, amphibolites, actinolite phyllites and contact metamorphosed rocks are present from schists, too. Matrix is silty-sandy. Clastic material is unweathered.

Clastic material of the Devínska Nová Ves Member is derived from the Malé Karpaty Mts. and it was transported only a very little. Clastic sediments in the DNV-1 borehole have features of olistostromes: chaotic arrangement, they form lenticular bodies, they have not real stratification and lie among marine, normally weathered sequences, as the DNV-1 borehole has proved. They have not, however, heterogenic composition. The other granitoide clastic sediments can represent debris apron, debris fan and mudflow deposits.

The Devínska Nová Ves Member originated on the border of the Vienna basin (Fig. 7), where material from the intensively rising Malé Karpaty Mts. rushed. Differentiated movements on the boundary between the Vienna basin and the Malé Karpaty Mts. were connected with continued opening of the Vienna basin, which L. Royden (1985) considers as thin-skined pull — apart basin. The original source, at least for the lower polymict part of the Devínska Nová Ves Member, has probably moved away from today's occurance of clastic sediments, as a result of the sinistral lateral slip of the Malé Karpaty Mts. block.

The period of formation of the Devínska Nová Ves Member was relatively short, ca 0.5 Ma (Fig. 8).

Coarse grained granitoide clastic sediments on the southwestern foot of the Malé Karpaty Mts. are an indirect proof of the Malé Karpaty Mts. crystalline allochthonity. The crests of the Malé Karpaty Mts., which must have been built by granitoides during the Badenian, which were in the tectonic roof of the Mesozoic formations (Fig. 10, forming the northwestern slopes of the Malé Karpaty Mts. today, were their source area (Fig. 9).

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 123—130*

Geotermálne ložisko vo východoslovenskom neogéne viazané na pochovanú vulkanickú štruktúru Beša — Čičarovce

RUDOLF RUDINEC

Moravské naftové doly, k. p., Prieskumný závod, 071 01 Michalovce

Doručené 16. 11. 1987

Геотермическое месторождение в неогене Восточной Словакии связаное со субвулканической структурой Беша-Чичаровце

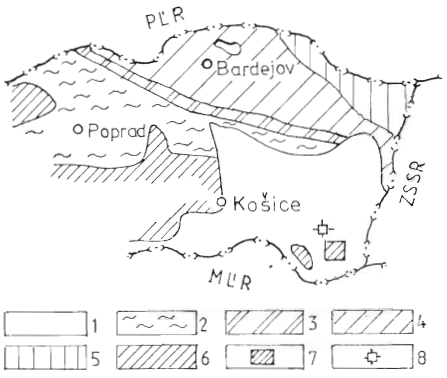
Из верхней сильно разрушенной части субвулканического комплекса Беша-Чичаровце в юговосточной части Восточнословацкой низменности были обнаружены самоизлияния (0,75—6 л/сек) солёных минерализованных (14,5—20,0 гр/лит) вод с температурой 27—50° цельзия при устьи скважины. Геотермическое месторождение приуроченное зоне дробления самой верхней части субвулканического комплекса находится на глубине в интервале приблизительно 500—1000 м. с температурным диапозоном 47—61° цельзия. Целый стратовулкан на глубине 500—3100 метров представляет важный теплотный объект.

The geothermal deposit in the East Slovakian Neogene bound on the burried Beša — Čičarovce volcanic structure

Flows (0.75—6.0 l/sec) of mineralized salt thermal water (14.5—20.0 $g.l^{-1}$) with temperatures at the collar of well from 27 to 50 °C have been ascertained in the top, strongly disintegrated part of the burried Beša — Čičarovce volcanic complex in the southeastern part of East Slovakian Lowland. This geothermal deposit, bound on the crushed zone of the top volcanic complex, has about 6×3.5 km dimension at a depth between ca 500—1000 m with temperature interval 47—61 °C. The whole stratovolcano at a depth of 500—3,100 m represents substantially more significant thermal object.

V južnej až JV časti východoslovenského neogénu je v sedimentárnom komplexe pochovaný mohutný vulkanický masív, ktorý Slávik (1972) označil ako zemplínsko-berehovský. Z nášho územia pokračuje do zakarpatského vnútorného priehybu a Rumunska. Súčasťou tohto masívu sú aj pochované vulkanické štruktúry Beša — Čičarovce a Malčice (obr. 1). Obe sú výrazne indikované v geomagnetickej mape (Mann, 1960).

Pomerne rozsiahly vrtný prieskum na ropu a zemný plyn (6 hlbokých vrtov od 873—3500 m; Čverčko, 1974; Čverčko, Jung, 1981; Řeřicha, 1977; Jung, Řeřicha, Rudinec, 1979) zistil, že štruktúra Beša —



Obr. 1. Geologická mapa východného Slovenska so situáciou geotermálneho ložiska Beša — Čičarovce. 1 — východoslovenský neogén, 2 — vnútrokarpatský paleogén, 3 — bradlové pásmo, 4 — magurský príkrov, 5 — duklianska jednotka, 6 — predterciérne súvrstvia, 7 — geotermálne ložisko Beša — Čičarovce, 8 — pochovaná vulkanická štruktúra Malčice.

Fig. 1. Geological map of Eastern Slovakia with the situation of the Beša — Čičarovce geothermal deposit. 1 — the East Slovakian Neogene, 2 — the Inner Carpathian Paleogene, 3 — the Klippen Belt, 4 — the Magura nappe, 5 — the Dukla unit, 6 — pre-Cenozoic formations, 7 — the Beša — Čičarovce geothermal deposit, 8 — the Malčice burried volcanic structure.

Čičarovce, ktorá sa nachádza v JV centrálnej časti východoslovenskej neogénnej panvy, predstavuje pomerne rozsiahly pochovaný stratovulkán. Tvoria ho tri samostatné stratigraficky odlišné masívy v hĺbkovom intervale 500—3100 m s rozdielnym plošným rozsahom (obr. 2).

Najspodnejší masív, ako ukazujú výsledky vrtu Čičarovce-3 a susedných vrtov Stretava-21 a Zatín-1, je vrchnobádenského veku a má najväčšie plošné rozšírenie. Druhý masív je spodnosarmatského veku, prerazili ho vrty Čičarovce-1, 3 a 8. Najmladší a najplytšie uložený spadá do obdobia vyššieho a spodného sarmatu. Zachytili ho vrty Čičarovce-1, 2, 3, 5 a 6.

Aj keď sa štruktúra Beša — Čičarovce nachádza v centrálnej časti panvy medzi štruktúrou Zatín a Stretava, merania ukázali, že ustálené teplotné pole je tu znížené (obr. 4). Príčiny tohto javu možno hľadať snáď v hlbšom predneogénnom podloží (Rudinec, 1984). Meranie geotermického stupňa vo vrte Čičarovce-2 ukázalo, že vo vulkanickej štruktúre Beša —Čičarovce je v hĺbke 1000 m teplota 61 °C, v hĺbke 2000 m — 100 °C a v 3000 m — 126 °C (obr. 3).

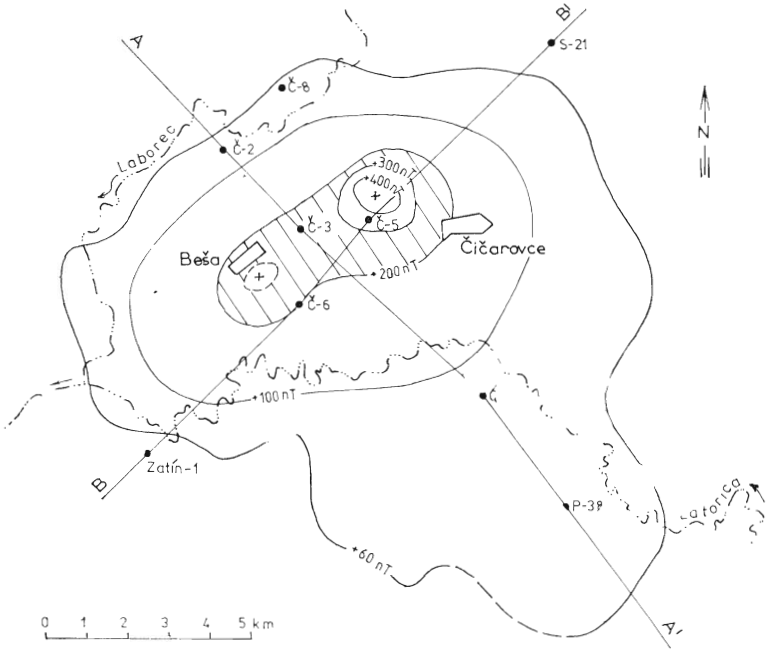
Ropná geológia, ktorej prieskum nie je tu ešte ukončený, zaznamenala, aj keď nie hospodársky využiteľné, ale v každom prípade pozoruhodné plynové indície (produkcia obzorov do 30 000 m^3/24 hod.).

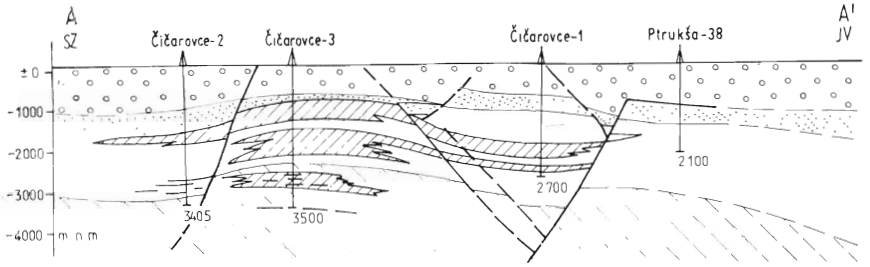
Štruktúra Beša — Čičarovce je vzhľadom na zistenia vo vrtoch Čičarovce-5 a 6 okrem plynových horizontov, ktoré sa tu zistili, a ďalších, ktorých prítomnosť by sa tu mohla preukázať, zaujímavá aj ako zdroj geotermálnej energie.

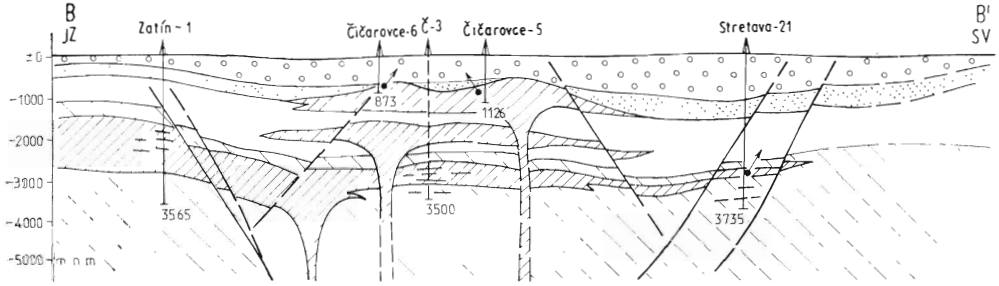
Vrty Čičarovce-5 a 6 boli realizované vo vrcholovej časti štruktúry, každý v jednej

Obr. 2. Vulkanická štruktúra Beša — Čičarovce s geologickými rezmi (zostavil Rudinec, 1987, s použitím mapy izoanomál vertikálnej magnetickej intenzity Manna, 1960). 1 — pliocén, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodný sarmat, 4 — vrchný až stredný báden, 5 — pochované neovulkanity (andezit a jeho pyroklastiká), 6 — plynové obzory, 7 — zlomy, 8 — hlboké vrty: a) v mape, b) v rezoch, 9 — prítoky termálnych vôd, 10 — predpokladaný plošný rozsah geotermálneho ložiska v mape, 11 — rieky. ▶

Fig. 2. The Beša — Čičarovce volcanic structure with geological profiles (composed by Rudinec, 1987, using Mann's, 1960, map of isoanomalies of magnetic vertical intensity). 1 — Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — Upper to Middle Badenian, 5 — burried volcanites (andesite and its pyroclastics), 6 — gas horizons, 7 — faults, 8 — deep boreholes: a) in map, b) in profiles, 9 — thermal water affluents, 10 — assumed areal range of the geothermal deposit in map, 11 — rivers.


A
B
B'
S-21
Č-8
Č-2
Laborec
300nT
400nT
Č-3
Č-5
Beša
Čičarovce
200nT
Č-6
100nT
Zatín-1
P-39
Latorica
60nT
N
0 1 2 3 4 5 km


A
SZ
Čičarovce-2
Čičarovce-3
Čičarovce-1
Ptrukša-38
A'
JV
±0
-1000
-2000
-3000
-4000
m n m
3405
3500
2700
2100


B
JZ
Zatín-1
Čičarovce-6
Č-3
Čičarovce-5
Stretava-21
B'
SV
±0
-1000
-2000
-3000
-4000
-5000
m n m
873
1126
3565
3500
3735


1
2
3
4
5
6
7
a
b
8
9
10
11

TAB. 1

Rozbor vôd z pochovaných neovulkanitov vo vrtoch Čičarovce-5, 6 a Stretava-21
Analyses of water from burried neovolcanites in the Čičarovce-5, Čičarovce-6 and Stretava-21 boreholes

Označenie vrtu	Perforácia	Katióny mg/l			Anióny mg/l			
		K^+	Na^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Cl^-	Br^-	J^-
Stretava-21	2662—2712	199,5	4 299,1	724,4	4,9	7 940,3	29,8	16,5
Čičarovce-5	959—985	7195,8		318,0	118,8	11 397,2	21,3	31,7
Čičarovce-5	798—792 658—632	6430,3		260,0	121,5	9 996,9	16,5	34,7
Čičarovce-6	815—873	5260,1		328,0	102,0	8 827,0	11,1	3,5
Čičarovce-6	790—737	5165,8		332,0	82,6	8 508,0	16,1	4,4
Čičarovce-6	579—613	86,1	15 529,7	488,0	189,5	25 169,5	8,8	1,8

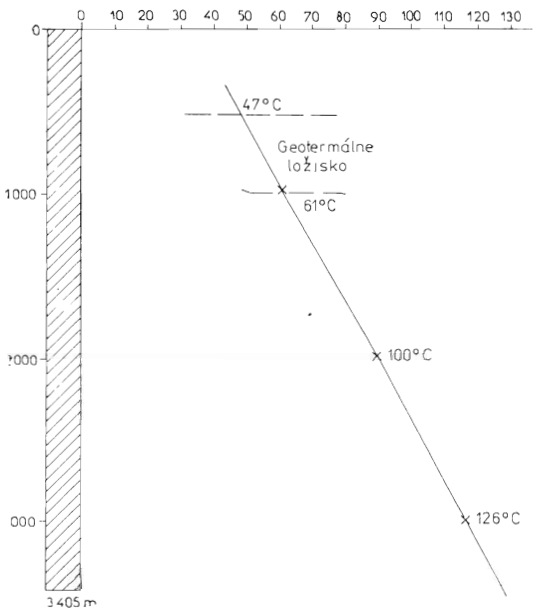
Anióny mg/l		PH	Tvrdosť Nnmol/l	Fe^{+2+3}	NH_4^+	SiO_2^{-2}	HBO_2	Mineralizácia	Chemický typ vody
SO_4^{-2}	HCO_3^-								
73,7	211,1	6,7	18,7	stopy	42,8	58,3	468,0	14 094,6	vápenato-chloridový
381,0	536,8	7,1	11,5	0,00	29,2	16,1	—	20 035,9	sódnochloridový
477,3	634,4	7,1	11,5	0,00	25,0	19,6	—	18 016,2	„
20,7	244,0	7,6	11,35	—	—	19,8	—	14 816,2	„
127,9	317,2	7,8	11,7	0,00	9,1	—	—	14 563,1	„
176,9	195,2	7,2	19,5	0,00	10,6	8,7	—	41 864,7	„

geomagnetickej anomálii (obr. 2). Vrt Čičarovce-5 (Tlumač, Očovský, 1985) v severovýchodnej časti, ktorá je výraznejšia, dosiahol hĺbku iba 1146 m (projekt 1500 m), keď už od hĺbky 570 m dochádzalo k obrovským stratám výplachu, ktoré nebolo možné ani napriek radu technických zásahov (opakované cementácie, vŕtanie bez cirkulácie) zlikvidovať. Obdobné ťažkosti boli aj vo vrte Čičarovce-6 (Tlumač, Jung, 1985) od hĺbky 809 m, takže vrt musel byť už v hĺbke 873 m ukončený.

Podľa dostupných materiálov oba vrty po prevŕtaní pestrých štrkov a zelenosivých ílov v pliocéne, reliktu vyššieho sarmatu, zachytili silne rozpukaný vulkanicko-sedimentárny komplex tufitických ílov, tufov, tufitov a andezitových prúdov, ktoré sú vyhojené kalcitom a kremeňom. Zdá sa, že vulkanický masív bol prestúpený postvulkanickými hydrotermálnymi roztokmi, ktoré boli veľmi mladé (pliocénne?). Tieto roztoky rýchlo chladli, čo spôsobilo ich veľmi silné popraskanie, event. popraskanie blízkeho okolia.

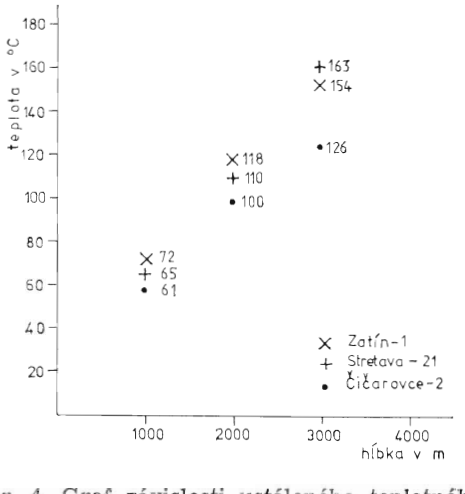
Na analogickej štruktúre Malčice (obr. 1) vrt Malčice-3 zachytil už v hĺbke 62 m veľmi silne rozpukanú, asi posthydrotermálnu žilu (chalcedón, kremeň) a pre veľké straty výplachu, ktoré sa nepodarilo zlikvidovať (bentonit, cement, atď.), musel byť v hĺbke 148,1 m zastavený. Zaujímavá je tu skutočnosť, že 300—400 m v okolí vrtu je sieť vrtov do 200—300 m, ktoré sa s podobnými ťažkosťami nestretli.

Analogické prostredie sa s najväčšou pravdepodobnosťou nachádza aj vo vrchnej časti pochovaného stratovulkánu zachyteného vrtmi Čičarovce-3, 5, 6. Jeho povrch možno celkom dobre rekonštruo-



Obr. 3. Ustálené teplotné pole vo vrte Čičarovce-2.

Fig. 3. Stationary thermal field in the Čičarovce 2 borehole.



Obr. 4. Graf závislosti ustáleného teplotného poľa v hlbokých vrtoch blízko geotermálneho ložiska Beša — Čičarovce.

Fig. 4. Diagram of dependence of stationary thermal field in deep boreholes near the Beša — Čičarovce geothermal deposit.

vať podľa seizmických profilov 533/72-74 a 529/72, ktoré prechádzajú naprieč štruktúrou (obr. 5).

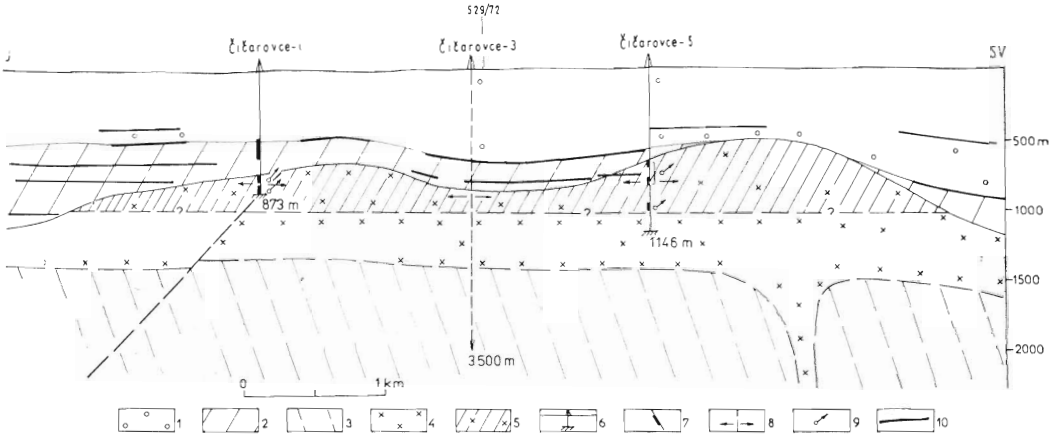
Pri čerpacích skúškach boli z vrchnej, veľmi dobre priepustnej časti vulkanického telesa vo vrtoch Čičarovce-5 a Čičarovce-6 zistené samotoky mineralizovaných slaných termálnych vôd (mineralizácia 14,5—20,0 $g.l^{-1}$) s výdatnosťou 0,75—6 l/s a s teplotou na povrchu 27—50 °C.

Napr. vo vrte Čičarovce-5 sa v hĺbkach 985—987 a 959—966 m zistil samotok slanej vody so stopami plynu: výdatnosť na stúpadlách 2,06 l/s, na medzikruží 6 l/s, teplota na povrchu 50 °C, ložiskový tlak 9,31 MPa a mineralizácia 20,0 $g.l^{-1}$. V intervale 792—798 a 632—656 m sa zaznamenal samotok slanej vody s výdatnosťou 1,3 l/s a s mineralizáciou 18,0 $g.l^{-1}$.

Vo vrte Čičarovce-6 sa v hĺbke 815,0—873,0 m (nezapažená časť) objavil samotok slanej vody: výdatnosť na stúpadlách 0,75 l/s, na medzikruží 4,42 l/s, teplota v ústí 38—39 °C, mineralizácia 14,8 $g.l^{-1}$. V hĺbke 737,0—790,0 m vrt narazil na pulzujúci samotok s výdatnosťou 1 l/s. Teplota na povrchu bola 27—31 °C, mineralizácia 14,5 $g.l^{-1}$. V hĺbke 597,0—613,0 a 579,0—591,0 m (Čičarovce-6) sa nad vulkanickým masívom zistil piesčitý komplex s prítokom slanej vody. Hladina bola (sa ustálila) 20 m po povrchom, mineralizácia 41,8 $g.l^{-1}$.

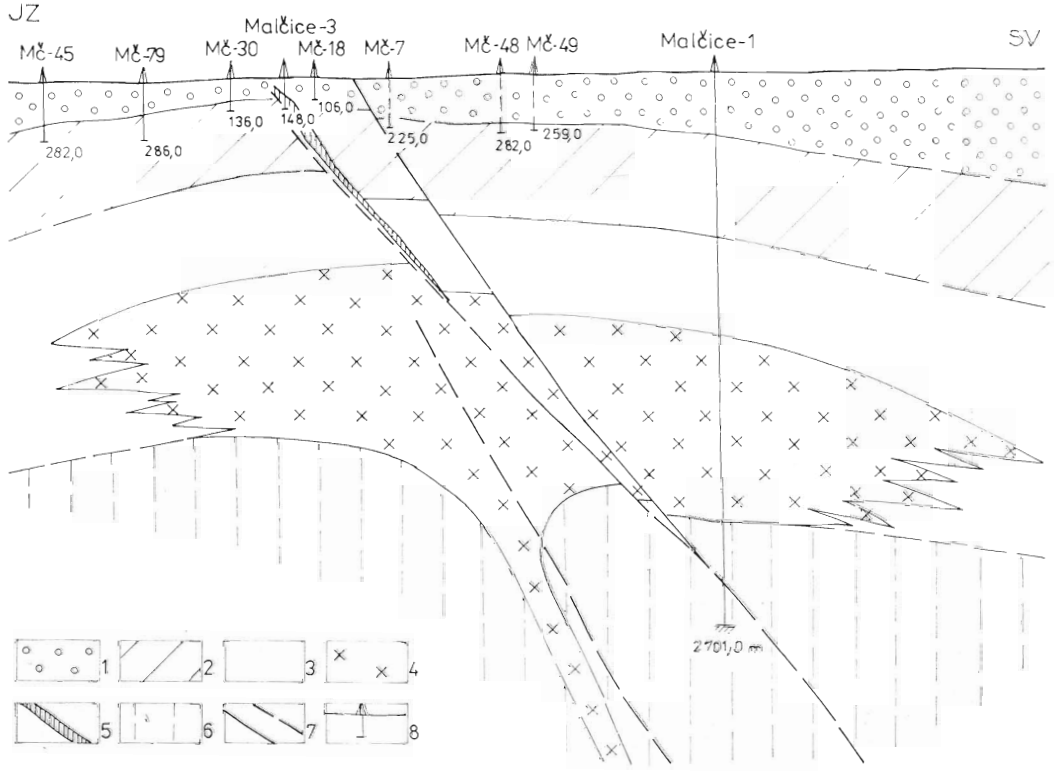
Vo vrte Čičarovce-3 nebol overovaný povrch vulkanického komplexu, hoci v hĺbke 950—965 m sa pri vŕtaní pozorovali straty výplachu (60 m^3).

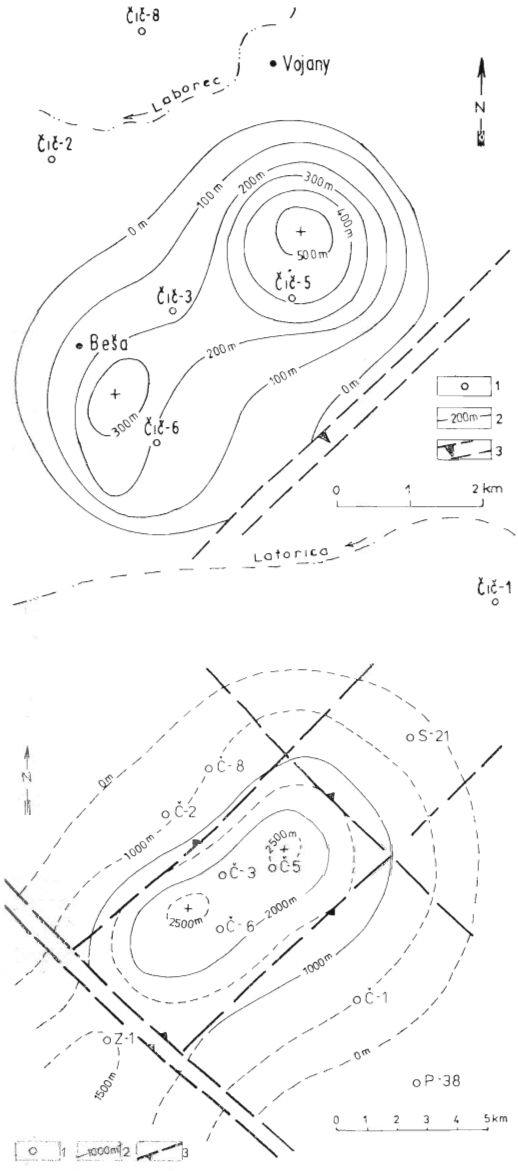
Zníženú mineralizáciu vôd vo vulkanických horninách vo vrtoch Čičarovce-5 a 6, a Stretava-21 (tab. 1) oproti okolným vodám (porovnaj izolovaný obzor 579—613 m vo vrte Čičarovce-6) dávame do súvislosti s možným prepojením týchto obzorov pozdĺž rozpukaných zón a s ich čiastočným prepojením smerom na JZ, kde vul-



Obr. 5. Detail geotermálneho ložiska Beša — Čičarovce. 1 — pliocén, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodný sarmat, 4 — neovulkanity, 5 — predpokladaný rozsah geotermálneho ložiska, 6 — vrty, 7 — overované obzory, 8 — stratové obzory, 9 — prítoky termálnych vôd, 10 — reflexy v seizmickom profile.

Fig. 5. Detail of the Beša — Čičarovce geothermal source. 1 — Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — neovolcanites, 5 — assumed area of geothermal source, 6 — borehole, 7 — investigated horizons, 8 — loss-making horizons, 9 — thermal water affluents, 10 — reflections in seismic profile.





◀ Obr. 7. Mapa mocnosti geotermálneho ložiska Beša — Čičarovce v intervale 500—1000 m. 1 — hlboké vrty, 2 — izopachy mocnosti, 3 — zlom.

Fig. 7. Map of thickness of the Beša — Čičarovce geothermal deposit in the depth interval of 500—1000 m. 1 — deep boreholes, 2 — isopachytes, 3 — fault.

kanity a súvrstvia vyššieho sarmatu vychádzajú na povrch. Na to autor upozornil už pri výskyte termálnej vody pri vrte Stretava-21 (Rudinec, 1972).

Na základe vyššie uvedeného môžeme konštatovať, že v priestore vulkanickej štruktúry Beša — Čičarovce najvrchnejší masív vo vrcholovej časti reprezentujú dva čiastkové vrcholy. V hĺbkovom úseku cca 500—1000 m je veľmi silne rozpukaný a sýtený slanými, silne mineralizovanými termálnymi vodami s teplotným rozpätím 47—61 °C (obr. 3, 7).

Keďže ide o dobre priepustný kolektor (s prihliadnutím na výsledky a situáciu vrtov Čičarovce-5 a 6 v geomagnetickej mape Manna), môžeme tu hovoriť o geotermálnom ložisku. Predpokladáme, že má plošný rozmer približne 6 × 3,5 km (obr. 2, 5, 7).

Vzhľadom na dobré fyzikálne vlastnosti kolektora (bez problémov možno ťažiť aj zatláčať), jeho relatívnu plytkosť a na

◀ Obr. 8. Schéma mocnosti pochovaného vulkanického komplexu Beša — Čičarovce v hĺbkovom diapazóne 500—3100 m. 1 — hlboké vrty, 2 — izopachy mocnosti, 3 — zlomy.

Fig. 8. Scheme of thicknesses of the Beša — Čičarovce burried volcanic complex in the depth interval of 500—3,100 m. 1 — deep boreholes, 2 — isopachytes, 3 — faults.

◀ Obr. 6. Priečny geologický rez pochovanou vulkanickou štruktúrou Malčice. 1 — pliocén, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodný sarmat, 4 — neovulkanity (andezit a jeho pyroklastiká), 5 — posthydrotermálny produkt, 6 — vrchný báden, 7 — zlomy, 8 — vrty.

Fig. 6. Transverse geological section through the Malčice burried volcanic structure. 1 — Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — neovolcanites (andesite and its pyroclastics), 5 — posthydrothermal product, 6 — Upper Badenian, 7 — faults, 8 — boreholes.

druhej strane dosť vysokú teplotu predstavuje štruktúra Beša — Čičarovce zaujímavý objekt z turisticko-rekreačného hľadiska, ako aj z hľadiska geotermálnej energie. Atraktívnosť územia zvyšuje skutočnosť, že sa nachádza blízko obcí Beša a Čičarovce a blízko pomerne dobrých recipientov — riek Laborec a Latorica (obr. 2). Zvýšený obsah jodidov (31,7—34,7 mg/l) vo vode z vrtu Čičarovce-5 zaujme balneológov.

Čo sa týka komplexného využívania zemského tepla, pochovaný vulkanický masív Beša — Čičarovce predstavuje v celom svojom diapazóne 500—3100 m podstatne významnejší teplotný objekt (obr. 8) s teplotou cca 47—130 °C.

Literatúra

Čverčko, J. 1974: Projekt geologických prác štruktúry Čičarovce na r. 1974. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Čverčko, J., Jung, F. 1981: Dodatok k projektu geolog. prác „Pioniersky prieskum štruktúry Čičarovce". *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Jung, F., Řeřicha, M., Rudinec, R. 1979: Projekt geologických prác „Pioniersky prieskum na elevácii Čičarovce". *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Mann, O. 1960: Záverečná správa o magnetickém průzkumu ve Východoslovenské neogenní pánvě v r. 1960. *Manuskript — archív Geofyzika Brno, 25 s.*

Řeřicha, M. 1977: Zhodnotenie geologických a geofyzikálnych podkladov v oblasti bešansko-čičarovskej vulkanickej štruktúry s návrhom na ďalší prieskum. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Rudinec, R. 1972: Výskyt termálnej vody vo východoslovenskom neogéne. *Geol. Průzk., 14, 7, 205—206.*

Slávik, J. 1972: Pochované vulkanické pohorie. *Geol. Práce. Spr., 58, 45—56.*

Tlumač, C., Očovský, J. 1985: Záverečná vrtno-geologická správa z vrtu Čičarovce-5. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Tlumač, C., Jung, F. 1986: Záverečná vrtno-geologická správa z vrtu Čičarovce-6. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

The geothermal deposit in the East Slovakian Neogene bound on the burried Beša — Čičarovce volcanic structure

Burried neovolcanic body (Fig. 1) has been ascertained in sedimentary complex in the southeastern part of East Slovakian Lowland (Beša — Čičarovce). Three horizons of volcanites occur at a depth of ca 500—3,100 m (Fig. 2). These volcanites are a part of the extensive Zemplín — Berehovo massif, which continues from our country farther towards SE to the Transcarpathian foredeep.

Strongly crushed zone (Fig. 2, 5) has been ascertained by the Čičarovce 5 and 6 boreholes at a depth of ca 500—1000 m in the top part of the upper volcanic horizon. This is probably due to tectonic and posthydrothermal processes. Analogic conditions have been ascertained in the Malčice volcanic structure, where the Malčice 3 borehole discovered strongly broken up vein (chalcedone, quartz) at a depth of 62 m. The borehole had to be finished at a depth of 148.1 m for the loss of drilling fluid (Fig. 1, 7). The Čičarovce 5 (1,146 m) and Čičarovce 6 (873 m) boreholes, (Fig. 5) have been untimely finished for analogic difficulties.

Geological facts (possible tectonic connection with the surface, the presence of the Mesozoic rocks, ...) probably caused that the stationary thermal field in the Čičarovce 2 borehole is lower than those in the adjacent Zatín 1 and Stretava 21 boreholes (Fig. 3).

Flows of thermal, strongly mineralized water (14.5—20.6 $g.l^{-1}$) with a yield from 0.75 to 6.0 l/sec and the temperature at the surface from 27 to 50 °C (Tab. 1) have been ascertained in the Čičarovce 5 and 6 boreholes during the pumping test. We judge that the area of the geothermal deposit could be approximately 6×3.5 km at a depth of 500—1000 m with the temperature interval 47—61 °C (Fig. 4). Considering the high content of iodides (31.7—34.7 $mg.l^{-1}$) thermal water is attractive not only for recreation and tourism, but for balneology as well.

The burried Beša — Čičarovce volcanic complex represents, from the point of view of complex use of earth's heat, at a depth of 500—3,100 m substantially more significant object (Fig. 8).

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 131—142*

Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika

VLADIMÍR BEZÁK

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 3. 12. 1987

Тектоническое развитие югозападной части вепорика, Западные Карпаты

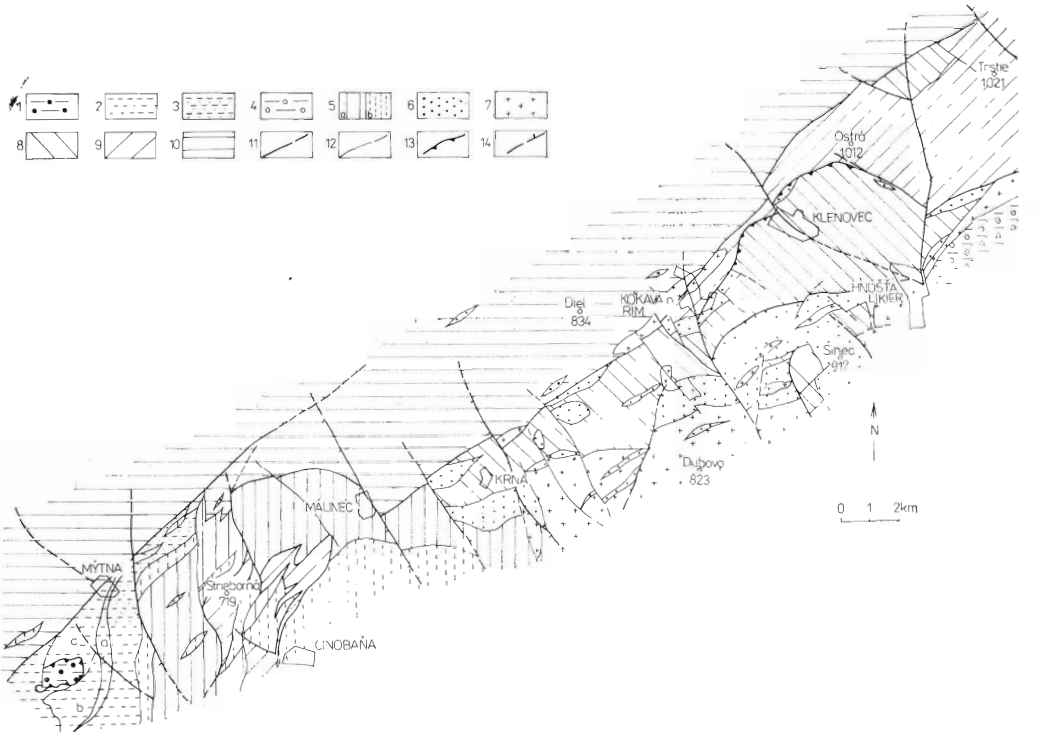
В геологическом строении югозападного вепорика вычленены шесть комплексов различного возраста (предпалеозойские?, нижнепалеозойские и верхнепалеозойские вместе с мезозоем) представляющих три структурных этажа. Состав комплексов тектонический. Важную роль в тектоническом строении территории имели и варийские процессы. На основании структурных измерений (фолиации, линеации, складчатости), геологических и петрографических критерии были вычленены четыре главных деформационных этапов (два альпинские и два предальпинские). Первых три были связаны с метаморфными процессами.

Tectonic development of the south-western part of Veporicum, West Carpathians

Six complexes of different age (Pre-Paleozoic ?, Early Paleozoic and Late Paleozoic — Mesozoic), which represent three structural stages, have been defined in the geological structure of the south-western part of Veporicum. The arrangement of complexes is tectonic one. Variscan processes played an important role in the tectonic structure of this area, too. Four principal deformation stages (two Alpine and two Pre-Alpine ones) have been defined on the basis of structural measurements (foliations, lineations and folds). The first three were connected with metamorphic processes.

Zložitosť geologickej stavby, metamorfného a tektonického vývoja veporika bola známa oddávna. Prvú koncepciu a rozčlenenie veporika na pásma s vyjadrením ich základných znakov a odlišností predložil Zoubek (1936, 1957). Toto členenie odzrkadľuje špecifické znaky a relatívnu samostatnosť teraz tektonicky zbližených pásiem a dodnes nestratilo svoj význam.

Ďalším krokom v poznaní stavby veporika bolo konštatovanie príkrovovej pozície niektorých granitoidných telies na nižšie metamorfovaných komplexoch (Klinec, 1966). Interpretácia granitoidov ako jednotného alpínskeho príkrovu na celej ploche veporika však narážala na rad ťažkostí a nepotvrdzujú ju ani súčasné geofyzikálne výskumy (Tomek et al., v tlači). Poslednú syntézu aj pre oblasť veporika, zohľadňujúcu všetky predchádzajúce va-


1
2
3
4
5
a
b
6
7
8
9
10
11
12
13
14
Tríste
1021
Ostrá
1012
KLENOVEC
HNILICA
HNILICKÁ
HNILICKÁ
HNILICKÁ

rianty i geofyzikálne výsledky, podal Maheľ (1986).

V nadväznosti na naše predchádzajúce výskumy (Bezák, 1982) sme pokračovali v mapovaní juhozápadnej časti veporika až po jeho styk s neovulkanitmi. Tým bolo možné spresniť spôsob vystupovania jednotlivých vyčlenených komplexov a vyčleniť niektoré nové komplexy, preskúmať priebeh muránskej zlomovej zóny v celej jej dĺžke a jej napojenie na divínsku zónu a bližšie sa vyjadriť aj k otázke tektonického vývoja územia. Všetky doterajšie koncepcie zdôrazňujú význam alpínskej tektoniky pri vytvorení terajšej stavby veporika a o hercýnskej tektonike sa hovorí len ako o nejasnej možnosti. V posledných rokoch sa objavilo mnoho faktorov upozorňujúcich na dynamický charakter hercýnskej orogenézy aj v európskych hercynidách (napr. Matte, 1986). Do popredia sa dostala otázka funkcie strižných zón (v zmysle Ramsaya, 1980) v takýchto orogénoch. Štruktúrne merania foliácií, lineácií a vrásových osí v juhozápadnej časti veporika spolu s geologickými a petrografickými pozorovaniami posúvajú do novej polohy problematiku predalpínskej tektoniky aj vo veporiku.

Geologická stavba územia

Oblasť juhozápadného veporika tvorí mozaika viacerých komplexov metamorfitov a granitoidov (obr. 1). V minulosti k vyčleneným hlavným komplexom (Bezák, 1982) pribudol po domapovaní územia aj lovinobanský, ktorý možno štruktúrne i metamorfne korelovať so sineckým komplexom. Komplex svorov pôvodne pričleňovaný k hronskému v zmysle Klinca (1966) vydeľujeme na základe štruktúrnych, petrografických a geofyzikálnych údajov samostatne ako komplex Ostrej. Podľa našich súčasných poznatkov sa na stavbe územia podieľajú tieto komplexy:

1. kráľovohoľský granitizovaný komplex budovaný rôznymi typmi migmatitov s enklávami pararúl, hybridných granitoidov a granitoidov,

2. svorový komplex Ostrej (granatické svory s telesami amfibolitov, v juhozápadnej časti silne diaftorizovaný),

3. komplex albitizovaných biotitických pararúl (klenovecký),

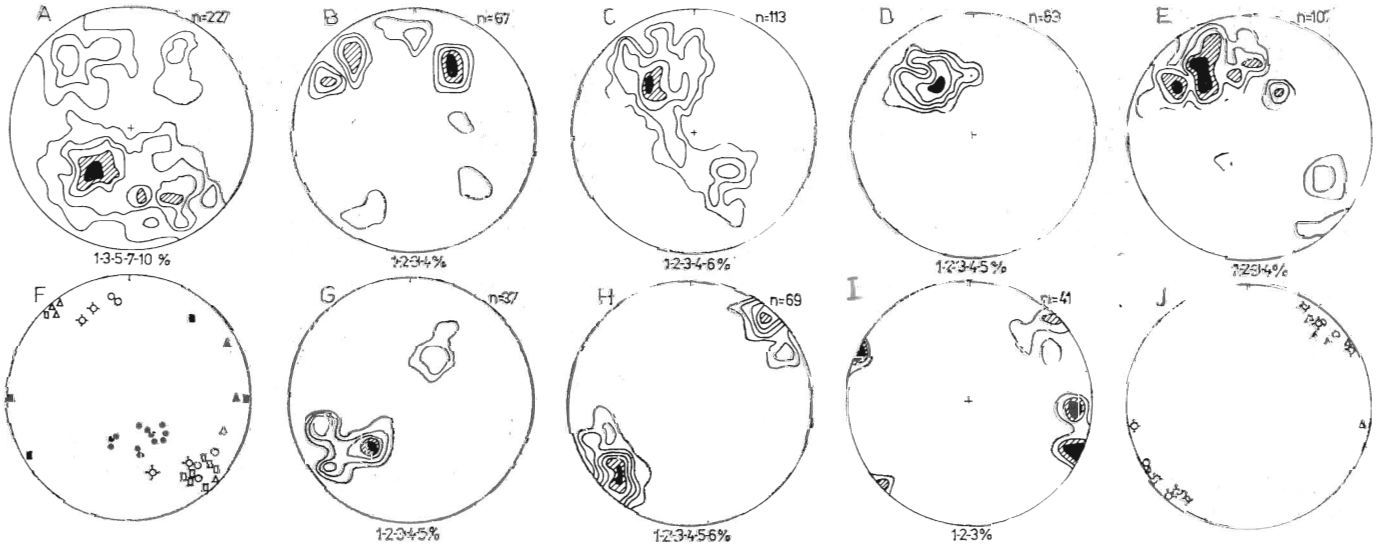
4. sinecký komplex (muskoviticko-chloritické fylity s bázickými metavulkanitmi a magnezitmi, vo vrchnej časti metakonglomeráty),

5. slabometamorfovaný komplex metasedimentov a metavulkanitov s polohami svetlých a čiernych bridlíc (lovinobanský),

6. komplex svetlých granitoidov (rimavický) vystupujúci hlavne v juhovýchodnej a južnej časti územia,

7. v južnej časti pristupujú ešte horniny vrchnopaleozoického (slatvinské a rimavské súvrstvie v zmysle Vozárovej a Vozára, 1982) a mezozoického („tuhárske mezozoikum") obalu.

Vyčlenené komplexy reprezentujú tri štruktúrne i vekovo odlišné etáže stavby. Najnižšiu etáž predstavuje kráľovohoľský komplex. Jeho štruktúrny plán je odlišný od ostatných, pôvodný pararulový základ je neznámeho veku (kadomské metamorfity ?), je najsilnejšie metamorfovaný a silne granitizovaný. Vek granitoidov je hercýnsky. Do strednej etáže patria dva komplexy spodnopaleozoických hornín (vek doložený palinomorfami) hercýnsky metamorfovaných v podmienkach granátovej zóny (max. do 500—530 °C, stanovené na základe minerálnych asociácií, grafitového a granátovo-biotitového termometra). Ide o klenovecký komplex a komplex Ostrej, ktoré sa v mape laterálne zamieňajú a vyskytujú sa len južne od muránskeho zlomu. Vrchnú etáž tvoria sedimenty a vulkanity vrchného paleozoika a mezozoika, výrazne slabšie metamorfované (len v chloritovej zóne), s litológiou i štruktúrnym

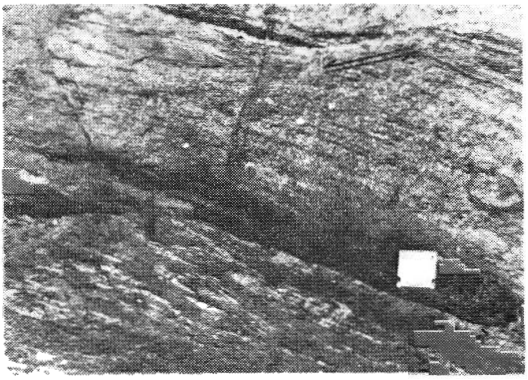


Obr. 2. Tektonogramy (vpravo hore počet meraní, vľavo dolu interval kontúrovania). A — póly foliácií S_1 kráľovohoľského komplexu, B — plochy S_1 v komplexe Ostrej, C — plochy S_1 klenoveckého komplexu, D — plochy S_1 sineckého komplexu, E — plochy S_1 lovinobanského komplexu a kvarcitov spodného triasu, F — lineácie: hercýnske lineácie L_1 v kráľovohoľskom komplexe (plný štvorček) a v spodnopaleozoických metamorfitoch (plný trojuholník), alpínske lineácie L_2 (etapa násunov) v kráľovohoľskom komplexe (prázdny štvorček), v komplexe Ostrej (prázdny trojuholník), v klenoveckom komplexe (krížik s krúžkom), vo vrchnopaleozoickom a mezozoickom komplexe (prázdny krúžok), alpínske lineácie L_{3-4} (etapa prešmykov) vo všetkých komplexoch (plný krúžok), G — lineácie L_{3-4} (etapa posunov) v komplexoch vrchného paleozoika a mezozoika, H — lineácie L_{3-4} v kráľovohoľskom komplexe a v spodnopaleozoických metamorfitoch, I — osi B vrás v kráľovohoľskom komplexe, J — osi B izoklinálnych a zovretých vrás komplexu Ostrej, klenoveckého komplexu, komplexov vrchného paleozoika a mezozoika.

Fig. 2. Tectonograms (right-hand top — the number of measurements, left-hand bottom — interval of contouring). A — the S_1 foliation poles of the Kráľova hoľa complex, B — the S_1 planes of the Ostrá complex, C — the S_1 planes of the Klenovec complex, D — the S_1 planes of the Sinec complex, E — the S_1 planes of the Lovinobaňa complex and quartzites of the Lower Triassic, F — lineations: the L_1 Hercynian lineations in the Kráľova hoľa complex (full small square) and in the Early Paleozoic metamorphites (full triangel), the L_2 Alpine lineations (the stage of overthrusts) in the Kráľova hoľa complex (empty small square), in the Ostrá complex (empty triangle), in the Klenover complex (small cross with a ring), in the Late Paleozoic and Mesozoic complex (small empty ring), the L_{3-4} Alpine lineations (the stage of reverse faults) in all complexes (full small ring), G — the L_{3-4} lineations (the stage of slips) in the complexes of the Late Paleozoic and Mesozoic, H — the L_{3-4} lineations in the Kráľova hoľa complex and in metamorphites of the Early Paleozoic, I — B axes of folds in the Kráľova hoľa complex, J — B axes of isoclinal and closed folds in the Ostrá complex, Klenovec complex, the Late Paleozoic complexes and the Mesozoic complexes.

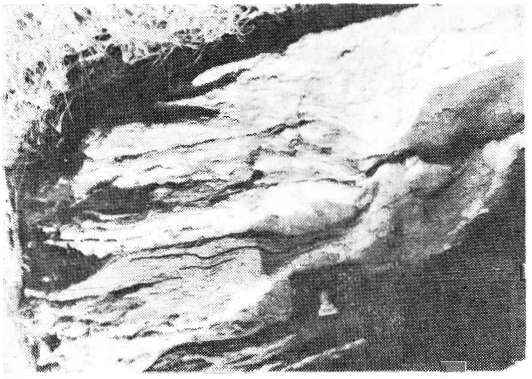
plánom odlišným od spodnopaleozoických komplexov. Zaraďujeme sem aj sinecký a lovinobanský komplex (oba pravdepodobne vrchnopaleozoického veku).

V dnešnej zostave sa všetky komplexy stýkajú tektonicky. Najvýznamnejšou tektonickou štruktúrou územia je muránsky zlom, ktorý sa cez málinské zlomy napája na divínsky a má v celej dĺžke rovnaký charakter, ako sme to opísali predtým (Bezák, 1980). Jeho založenie je zrejme staršieho dáta a v prvom pláne sprostredkoval styk spodnej (kráľovohoľský komplex) a strednej (komplex Ostrej a klenovecký) etáže. Horninové celky vrchnej etáže sa nachádzajú zavrásnené uprostred všetkých komplexov nižších etáží, prípadne tvoria väčšie celky (oblasť Sinca, SZ od Lovinobane, oblasť Tuhára). V kráľovohoľskom komplexe nachádzame zavrásnené len horniny sineckého, prípadne lovinobanského komplexu. Výrazná segmentácia územia prebieha pozdĺž priečnych, na SZ orientovaných zlomov. Laterálna zámena komplexov južne od muránskeho zlomu v smere SV—JZ (obr. 1) je tiež jedným zo špecifických znakov tejto časti veporika.



Obr. 3. Budináž rulových polôh v duktilnej strižnej zóne (kráľovohoľsky komplex, oblasť Dobroča).

Fig. 3. Boudinage of gneiss layers in the ductile shear zone (the Kráľova hoľa complex, the Dobroč area).

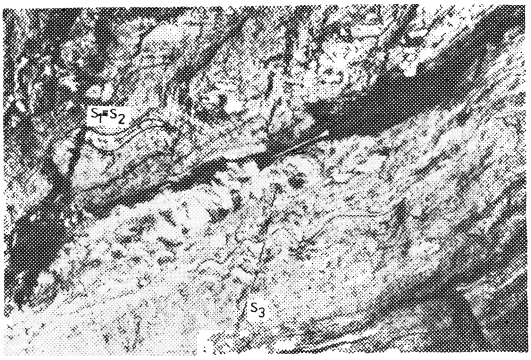


Obr. 4. Izoklinálna ležatá vrása V_2 vo svoroch komplexu Ostrej. Dextrálny pohyb s budinážou žily kremeňa a tvorbou vrások V_3.

Fig. 4. Isoclinal recumbent fold V_2 in mica schists of the Ostrá complex. Dextral movement with boudinage of vein of quartz and with formation of V_3 small folds.

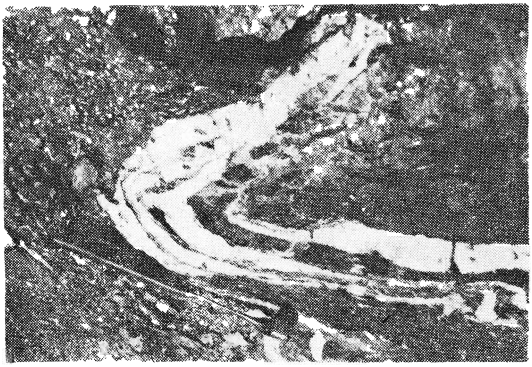
Štruktúrne prvky, ich štýl a orientácia

V študovanom území sa merali a vyhodnotili základné štruktúrne prvky (foliácie, vrásové osi, lineácie) v každom komplexe. Z porovnania tektonogramov vyplývajú rozdiely i spoločné črty vývoja jednotlivých komplexov. Štruktúrne najsamostatnejší komplex je kráľovohoľský. Ako vidno z diagramov A a I (obr. 2), najstaršie štruktúrne prvky — kryštalizačná bridličnatosť a osi B zovretých a izoklinálnych vrás majú smer SZ—JV. Plochy S_1 boli v úzkych zónach neskôr presmerované do smeru SV—JZ. Táto zmena nastala v alpínskych mylonitových zónach, ale jej počiatky pravdepodobne patria do hercýnskej tektoniky. V horninách komplexu totiž nachádzame stopy pohybov zastieraných granitizáciou: deformované a premenené plagioklasy uzatvárané postkinematickým K-živcom, minerálne lineácie — biotit i agregátne budiny (obr. 3), ktoré majú zväčša smer SV—JZ (diagram F). Lineácie vznikli za



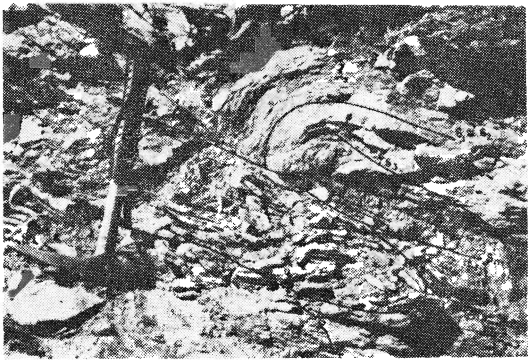
Obr. 5. Deformácia starších vrás v strižnej zóne horizontálneho posunu.

Fig. 5. Deformation of older folds in the shear zone of the horizontal displacement.



Obr 6. Ležatá vrása s kremennou žilou (klenovecký komplex).

Fig. 6 Recumbent fold with quartz vein (the Klenovec complex).



Obr. 7. Deformácia starších vrás v strižnej násunovej zóne (pretrhnuté rameno vrásy pozdĺž plôch S_m), klenovecký komplex.

Fig. 7 Deformation of older folds in the shear shift zone (middle limb of fold disrupted along the S_m planes), the Klenovec complex.

vyšších ako alpínskych metamorfných podmienok a zrejme zodpovedajú pohybom v duktilných strižných zónach v zmysle Ramsaya (1980). Z tohto obdobia zrejme pochádzajú aj vrásy s osami smeru na SV (diagram I). Nepremiešané foliácie majú prevažne stredný sklon na SV a (v menšej miere) aj na SZ. Ostatné foliácie sú paralelné so smerom alpínskych mylonitových plôch (S_m) so strmým sklonom na JV. Protiklonnosť hercýnskych a alpínskych foliácií konštatoval aj Siegl (1982) v severnom veporiku. Alpínske mylonitové zóny predstavujú rad paralelných pásiem šírky niekoľkých metrov až desiatok metrov s vývojom strižnej kliváže so subhorizontálnymi lineáciami sericitu, chloritu alebo ryhovania smeru SV—JZ (diagram H), ktoré signalizujú horizontálne posuny v krehko-plastickej strižnej zóne v zmysle Ramsaya (l. c.).

Časté zmeny orientácie planárnych prvkov v komplexe svorov svedčia o naložených deformáciách (diagram B). Plochy S_1 predstavujú pôvodne kliváž osovej roviny hercýnskych izoklinálnych vrás. Ich pôvodná pozícia nie je známa vzhľadom na silné alpínske prepracovanie. Plochy S_1 spolu s pravdepodobne hercýnskymi kremennými žilami sú v alpínskej etape znovu prevrásnené do izoklinálnych vrás so subvertikálnymi i subhorizontálnymi osovými rovinami ($S_2 = S_1$; obr. 4). V ďalšom štádiu sú tieto vrásy ešte deformované, vzniká budináž kremeňa v zámkoch a otvorené vrásy cm rozmerov (obr. 5). Všetky alpínske lineárne prvky (vrásové osi, budiny, lineácie sericitu a chloritu na plochách) z tohto štádia de-

formácie majú jednotný SV smer a zodpovedajú pohybom v strižných zónach typu „strike-slip" so sprievodnými násunmi. Problém paralelnosti vrásových osí s lineáciami pohybu bol študovaný viacerými autormi a bolo vyslovených niekoľko hypotéz (zhrňuje ich Bell, 1978). Najpravdepodobnejšia je rotácia osí so zvyšovaním prepracovania do smeru blízkemu X (smeru strihu).

Pararuly klenoveckého komplexu majú v SV časti územia, v oblasti zachovania ich násunovej pozície na svoroch, foliácie mierne uklonené na JV. V prvom štádiu došlo k vrásneniu plôch S_1 spolu s kremennými žilami do zovretých vrás s osovou rovinou $S_2 = S_1$ (obr. 6) a osami B smeru na SV. Počas násunu boli tieto vrásy deformované (pretrhávanie ramien) pozdĺž subhorizontálnych strižných plôch $S_3 = S_m$; obr. 7; s lineáciou tektonického transportu L_2 (mierny sklon na JV, diagram F). V JZ časti územia je pozícia pararúl modifikovaná hlavne v blízkosti strižných zón posunu, kde foliácia dostáva stredný až strmý sklon a obsahuje subhorizontálne lineácie smeru JZ—SV. Záverečné pohyby pokračovali na prešmykových zónach vo vyšších úrovniach s vývojom kataklazitov.

Foliácie komplexov vrchnej štruktúrnej etáže sú zväčša uklonené strmo a stredne na JV (diagram D, E). V prípade, že sa nachádzajú v centre strižnej zóny, diagram je jednomaximový (E). Lokálne zachované subhorizontálne foliácie z etapy násunu obsahujú subhorizontálne, JV orientované lineácie L_2 (vyskytujú sa napr. aj na troske gemerického karbónu pri Ružinej). Na subvertikálnych plochách S_m, ktoré pochádzajú z ponásunového obdobia, sa nachádzajú lineácie L_{3-4} dvojakého typu — strmo uklonené na JV (odozva prešmykov) a plocho uklonené na JZ (odozva horizontálnych posunov). Prechod násunov do prešmykov a posunov je dokumentovaný aj štruktúrou mezozoických komplexov v mape (obr. 1): vidieť prechod od miernej synklinály s redukovaným severným ramenom do úzkej zóny monoklinálne uloženej na JV s redukciou postupne všetkých členov mezozoika okrem kvarcitov (obl. Dobroča). Tým, že ide o vyvlečené južné rameno synklinály, možno hovoriť o sinistrálnom posune (potvrdzuje to aj zmysel pohybu podľa niektorých lineácií). V neskorých štádiách alpínskej deformácie, ktorá prebiehala vo vyšších štruktúrnych úrovniach, dochádzalo v metasedimentoch k vytváraniu štruktúr typu S-C mylonitov, a to typu II v zmysle Listera a Snokea (1984), kde je dominantnou mezoskopickou foliáciou plocha C bez vývoja neomineralizácie.

Etapy tektonického vývoja

Najstaršie deformačné D_1 štádium je zachytené v štruktúrach kráľovohoľského komplexu (plochy S_1 a vrásy V_1 SZ smeru), ktoré sú fixované granitizáciou zavŕšenou intrúziou granitoidov sihlianskeho typu. Tieto štruktúry boli do nových smerov (SV) prvý raz transformované počas hercýnskeho štádia (D_2). Dialo sa to po výzdvihu komplexu do vyšších štruktúrnych úrovní (extenzná etapa) a počas jeho zbližovania so zónou spodnopaleozoického komplexu Ostrej a klenoveckého komplexu. Deformácia D_2 prebiehala za metamorfných podmienok granátovej zóny, pričom v týchto komplexoch bola metamorfóza progresívna, kým v kráľovohoľskom komplexe spôsobila jeho diaftorézu. Z tejto etapy pochádzajú plochy S_1 metamorfitov a v granitizovanom komplexe vrásy V_2 s osami SV smeru, ptygmatické prevrásnenie žiliek neosomu, budináž pararulových polôh a lineácie biotitu SV smeru. Pohybové štruktúry sú zväčša zotreté neskorohercýnskou posttektonickou granitizáciou (v druhej extenznej vrchno-

paleozoickej etape), preto charakter pohybov v etape D_2 ostáva nevyjasnený. Podľa našich predbežných výsledkov mohlo ísť o pohyb na duktilných strižných zónach smeru SV—JZ s násunmi s vergenciou všeobecne na J (JZ), na zónu slabšie metamorfovaných komplexov. Svedčili by o tom i trosky migmatitov ležiacich na svoroch na SV od študovaného územia (napr. oblasť Korimovo; Klinec, 1976).

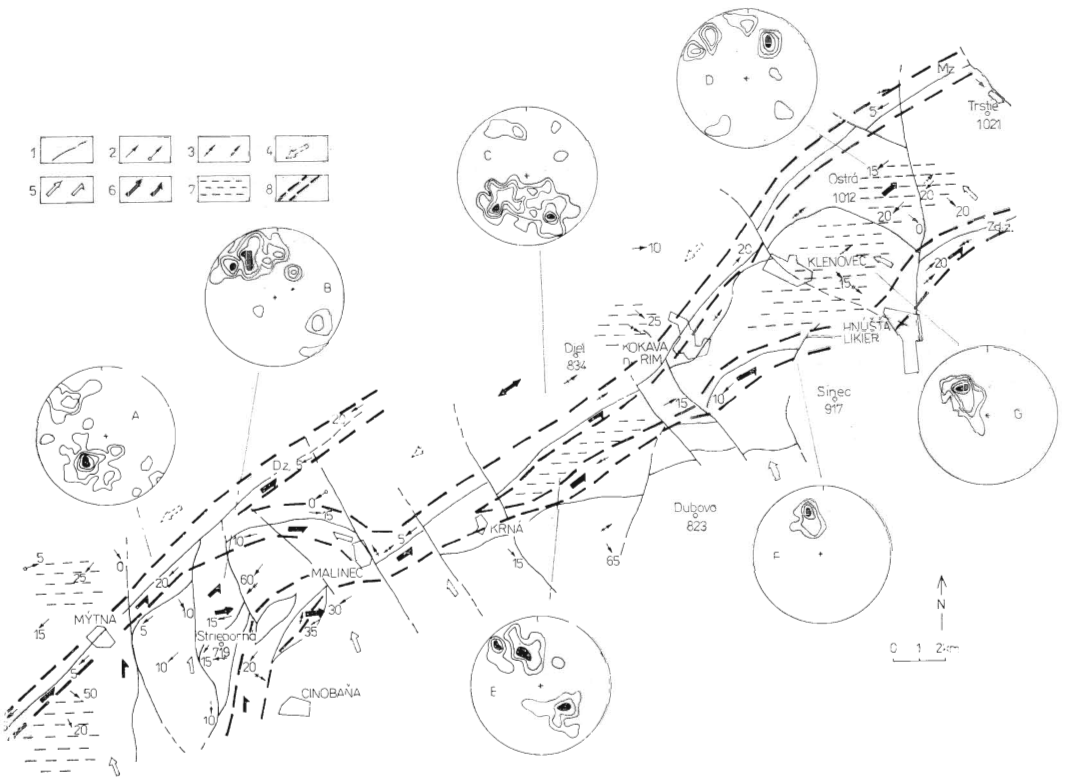
V pokračujúcej extenznej etape došlo k sedimentácii hornín vrchného paleozoika a mezozoika. Deformačné štádium D_3 (prvé alpínske) prebiehalo za podmienok nižšej metamorfózy (chloritová zóna). Bola to prvá metamorfóza v horninách vrchnej etáže, druhá v horninách strednej etáže a tretia v granitizovanom komplexe. Deformácia sa diala v dvoch úzko nadväzujúcich etapách. Etapa D_{3A} bola spojená s násunmi so SZ vergenciou južnejšie položených komplexov (klenovecký, mezozoikum) a gemerika na svory až po bariéru kráľovohoľského komplexu, ktorý mal pravdepodobne tendenciu výzdvihu. Násuny postupne prechádzali do prešmykov a horizontálnych posunov (etapa D_{3B}). Podľa lineácií a geologickej pozície komplexov išlo generálne o sinistrálny pohyb, pričom blok severne od muránskej zlomovej zóny (kráľovohoľský) zohrával viacmenej pasívnu úlohu. V tejto etape došlo v úzkych strižných zónach k „zapadávaniu" vrchnopaleozoického a mezozoického obalu do podložného kryštalinika alebo naopak k vyvlečeniu kryštalinika medzi jeho sedimentárny obal (napr. oblasť Cinobane). Posuny boli sprevádzané strižnými násunmi v komplexoch strednej a vrchnej etáže (oblasť Hačavy, Chrobče, Hradna) s lineáciou SV smeru na subhorizontálnych plochách. Sú to šupiny unášané medzi strižnými posunmi (obr. 8). Kombinovaný vzťah násunu a horizontálneho posunu sa vyskytuje v rade strižných zón (napr. Brun a Burg, 1982).

Pohyb pokračoval na zdedených strmých prešmykových zónach kompenzovaných priečnymi posunmi aj neskôr, v neskorom alpínskom štádiu D_4, ale až po výzdvihu do vyšších štruktúrnych úrovní — deformácia prechádza z plastickej do krehkej (katakláza bez metamorfózy). Podobný alpínsky vývoj, rozdelený do dvoch deformačných štádií, opisuje aj Plašienka (1983a) zo severného veporika. Štádium horizontálnych posunov (medzi násunmi a prešmykmi) neuvádza. V oblasti tuhárskeho mezozoika podľa neho po etape násunov ďalšia kompresia umožnila vznik vejárovitej štruktúry (Plašienka, 1983b), ale štruktúrne merania svedčia skôr v prospech hlavnej funkcie horizontálnych posunov.

Posledná extenzná etapa (popaleogénna) spojená s vulkanizmom oživila hlavne funkciu starších SZ zlomov, na ktorých sa zakladali aj depresné štruktúry (napr. Lučenská kotlina). V území sú teda vyvinuté všetky tri základné typy zlomov — normálne (poklesy), reverzné (násuny, prešmyky) a typy strike-slip (posuny). Presnejšie môžeme ich funkciu sledovať len v alpínskom období, je však predpoklad, že založenie mnohých je staršie. Opakovanie pohybov na zdedených zlomových štruktúrach je obvyklé (Ramsay, Huber, 1987).

Vekové zaradenie jednotlivých etáp a diskusia

Komplikovanú geologickú stavbu veporika, na ktorej sa podieľa rad komplexov s odlišným vekom, štruktúrou, litológiou i metamorfózou, možno vysvetliť len účinkom intenzívnych tektonických procesov, počas ktorých došlo k zblíženiu týchto rôznorodých celkov. Nepravidelnosti v laterálnom rozložení komplexov, existencia dvoch štruktúrnych smerov a starších pohybových štruktúr a niektoré iné znaky



Obr. 8. Štruktúrno-tektonická schéma a kinematický plán územia (Bezák, 1987). 1 — hlavné tektonické línie, 2 — lineácie (alpínske, hercýnske), 3 — vrásové osi (izoklinálnych a otvorených vrás), 4 — pravdepodobné hercýnske smery pohybu, 5 — smery pohybu z prvého alpínskeho štádia (násuny, posuny), 6 — smery pohybu z druhého alpínskeho štádia (násuny, posuny), 7 — oblasti so subhorizontálnym uložením komplexov, 8 — hlavné strižné zóny (M. z. — muránska zlomová zóna, D. z. — divínska zlomová zóna, Zd. z. — zdychavská zlomová zóna). Tektonogramy foliácií S_1: A — kráľovohoľský komplex medzi Málincom a Pílou (n = 67, 1—2—3—4—5 %), B — lovinobanský komplex (n = 107, 1—2—3—4 %), C — kráľovohoľský komplex medzi Kokavou a Krnou (n = 100, 1—2—3—4—5 %), D — komplex Ostrej (n = 67, 1—2—3—4 %), E — klenovecký komplex medzi Kokavou a Krnou (n = 52, 1—2—3 %), F — sinecký komplex (n = 20, 1—2—3—4 %), G — klenovecký komplex v oblasti Klenovca (n = 30, 1—2—3—4—5 %).

Fig. 8. Structural-tectonic scheme and kinematic plan of the area (Bezák, 1987). 1 — principal tectonic lines, 2 — lineations (Alpine, Hercynian), 3 — axes of folds (isoclinal and open folds), 4 — presumable Hercynian movement directions, 5 — movement directions from the first Alpine stage (overthrusts, slips), 6 — movement directions from the second Alpine stage (overthrusts, slips), 7 — areas with the subhorizontal position of complexes, 8 — principal shear zones (M. z. — the Muráň fault zone, D. z. the Divín fault zone, Zd. z. the Zdychava fault zone). Tectonograms of the S_1 foliations: A — the Kráľova hoľa complex between Málinec and Píla (n = 67, 1—2—3—3—5 %); B — the Lovinobaňa complex (n = 107, 1—2—3—4 %); C — the Kráľova hoľa complex between Kokava and Krná (n = 100, 1—2—3—4—5 %); the Ostrá complex (n = 87, 1—2—3—4 %); E — the Klenovec complex between Kokava and Krná (n = 52, 1—2—3 %), F — the Sinec complex (n = 20, 1—2—3—4 %); G — the Klenovec complex in the Klenovec area (n = 30, 1—2—3—4—5 %).

posúvajú veľkú časť týchto procesov do predalpínskeho obdobia. V silne alpínsky pretvorenom kryštaliniku, akým je aj veporikum, je cesta k odhaľovaniu starších tektonických pochodov zložitá. Existuje však niekoľko kritérií alebo metód, ktoré to umožňujú. Najspoľahlivejším je geologické kritérium, a to diskordantné prekrytie starších tektonických švov mladšími sedimentmi. Ďalším je petrografické kritérium — analýza podmienok metamorfózy, za ktorých prebiehala deformácia. Ďalšia metóda vychádza zo štruktúrnych meraní rôznych prvkov v komplexoch rôzneho veku a ich vzájomného porovnania, ďalšou možnosťou je geochronologické datovanie, napr. neomineralizácie v tlakových tieňoch za rezistentnými minerálmi ap.; najlepšia je, prirodzene, kombinácia všetkých metód.

V študovanom území plní funkciu mladšieho prekrývajúceho útvaru sinecký a lovinobanský komplex, ktoré sú pravdepodobne vrchnopaleozoické a ktoré sa nachádzajú vo forme zavrásnených šupín vo všetkých starších komplexoch kryštalinika (obr. 8). Boli objavené aj uprostred kráľovohoľského komplexu (oblasť Kokavy, Bzovej a i.), a to bez šupín spodnopaleozoických metamorfitov. Ich príslušnosť k sineckému komplexu potvrdzuje aj nález magnezitov na granitoidoch v blízkosti divínskeho zlomu (Ondrášik et al., 1987). Tým, že tieto horniny v podstate prekrývajú metamorfný skok v oblasti muránskeho zlomu, posúva sa tektonické zblíženie migmatitov a spodnopaleozoických metamorfitov do hercýnskeho obdobia, a to aj v prípade, že by sinecký komplex nebol obalom, ale alpínskym príkrovom.

Na hercýnske pohyby poukazujú aj lineácie tektonického transportu, ktoré vznikli pri duktilnej deformácii v hlbinných zónach za vyšších P-T podmienok, ako tomu bolo pri alpínskej deformácii. Stopy tektonického transportu sú však väčšinou zotreté (v kráľovohoľskom komplexe neskorohercýnskou granitizáciou, pri metamorfitoch pokročilou alpínskou reorientáciou lineárnych i planárnych štruktúrnych prvkov). Porovnávanie štruktúrnych prvkov alpínskych a starších horninových celkov prinieslo výsledok len v kráľovohoľskom komplexe, kde bol jasne odseparovaný starší štruktúrny smer SZ—JV (aj keď tu vzhľadom na možné neskoršie rotácie blokov možno hovoriť o smeroch len v relatívnom zmysle). Presnejšie stanovenie charakteru hercýnskych pohybov vyžaduje ďalšie špeciálne výskumy, napr. pomocou kritérií, ktoré uvádzajú Simpson a Schmid (1983).

Štruktúry SZ smeru fixované granitizáciou sú staršie alebo súčasné s intrúziou najstarších známych granitoidov vo veporiku, a to sihlianskych datovaných Rb/Sr metódou na 387 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1986). Granitoidy intrudovali do metamorfného plášťa v hlbinnej zóne približne v období, keď v inej zóne prebiehala sedimentácia hornín komplexu Ostrej a klenoveckého komplexu (silúr — devón). K zblíženiu týchto dvoch zón v hercýnskom štádiu D_2 muselo dôjsť po devóne, ale pred sedimentáciou vrchnokarbónskych sedimentov a pred intrúziami neskorohercýnskych potektonických granitoidov veporského typu (vek 284 mil. rokov, Bagdasarjan et al., l. c.), teda na rozhraní devónu a karbónu, prípadne v spodnom karbóne. Štruktúrne i časovo analogický hercýnsky vývoj bol doložený aj v iných oblastiach hercyníd (Pin, Peucat, 1986; Vai, Cocozza, 1986; Dalmayrac et al., 1980 a i.). Celkove otázka typu hercýnskej orogenézy zostáva naďalej predmetom diskusií. Zaujímavý je názor Rajlicha (1987), podľa ktorého prvky hercýnskej stavby nezodpovedajú frontálnej kontinentálnej kolízii (Matte, 1986) ani orogénu horizontálneho posunu (Badham, 1982), ale ide o orogén založený na kontinentálnej pro-

terozoickej kôre.

Vekové zaradenie alpínskych deformácií je spoľahlivejšie. Etapa D_3, spojená so synkinematickou metamorfózou hornín vrchného paleozoika a mezozoika a diaftorézou starších komplexov, prebehla v kriede, čo dokladá aj K/Ar datovanie poslednej metamorfózy. Etapu zavŕšil vznik tepelných dómov s lokálnymi alpínskymi intrúziami. V pokriedovom období došlo k výzdvihu územia do vyšších štruktúrnych úrovní (Kráľ, 1977) a k záverečným deformáciám v etape D_4 bez metamorfnej rekryštalizácie.

Literatúra

Badham, J. P. 1982: Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc., 139, 495—506.*

Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch., Cambel, B. 1986: Rb-Sr izochronnyj vozrast granitoidov veporskogo plutona. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 3, 365—374.*

Bell, T. H. 1978: Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics, 44, 285—320.*

Bezák, V. 1980: Priebeh muránskeho zlomu juhozápadne od Tisovca. *Geol. Práce, Spr., 74, 207—208.*

Bezák, V. 1982: Komplexy metamorfitov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd (Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr., 78, 65—70.*

Brun, J. P., Burg, J. P. 1982: Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett., 319—332.*

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C., Tomas, P. 1980: La chaine hercynienne d'amerique du sud: structure et evolution d'un orogéne intra-cratonique. *Geol. Rdsch., 69, 1, 1—21.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 7—28.*

Klinec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. *Bratislava, GÚDŠ.*

Kráľ, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carp., 28, 2, 269—276.*

Lister, G. S., Snoke, A. W. 1984: S-C mylonites. *J. Struc. Geol., 6, 617—638.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1. Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 510 s.*

Matte, P. 1986: La chaîne varisque parmi les chaînes paleozoïques periatlantiques, modéle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifére. *Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1, 9—24.*

Ondrášik, R., Hovorka, D., Matejček, A. 1987: Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v stôlni PVE Ipeľ. *Miner. slov., 19, 29—44.*

Pin, Ch., Peucat, J. J. 1986: Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France, 8, II, 3, 461—469.*

Plašienka, D. 1983a: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. slov., 15, 217—231.*

Plašienka, D. 1983b: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Miner. slov., 15, 1, 49—58.*

Rajlich, P. 1987: Tektonika duktilních domén Českého masívu. *Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 82 s.*

Ramsay, J. G. 1980: Shear zone geometry: a review. *J. Struc. Geol., 2, 1/2, 83—99.*

Ramsay, J. G., Huber, M. I. 1987: The techniques of modern structural geology. *Vol. 2. Folds and fractures. London, 700 s.*

Siegl, K. 1982: Structure of the Vepor pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carp., 33, 2, 171—175.*

Simpson, C., Schmid, S. M. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 1281—1288.*

Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J., Mayerová, M., Zbořil, A. (v tlači): Korové struktury Západních Karpat zjištěné hlubinným reflexně seizmickým profilem 2T. *Miner. slov.*

Vai, G. B., Cocozza, T. 1986: Tentative schematic zonation of the Hercynien chaîn in Italy. *Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1, 95—114.*

Vozárová, A., Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169—194.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. St. geol. Úst., XII, 212—227.*

Zoubek, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Zoš., 46, 38—50.*

Tectonic development of the south-western part of Veporicum, West Carpathians

The south-western part of Veporicum is built by several rock units, which differ in the age, lithology and metamorphosis. These units form three structural stages. The lower stage is formed by the oldest, probably Pre-Paleozoic rocks with two types of Variscan granitoides (the Kráľova hoľa granitized complex). Old structural directions have been preserved in this stage. The middle stage is composed of two Early Paleozoic complexes metamorphosed under the conditions of garnet zone, which are overthrusted and are in contact with the previous one along the Muráň fault. The upper stage is composed of the Late Paleozoic and Mesozoic rocks which are folded into the older complexes.

On the basis of geological, petrographical and structural criteria, it is necessary to classify a part of tectonic processes, which formed the geological structure of this area with the Pre-Alpine period. Four deformation stages ($D_1 - D_2$) have been defined here. The deformation stages were separated by the stages of extension and intrusion activity. The D_1 stage manifested only in the rocks metamorphosed under the highest conditions, in rocks of the lower stage. It came of top by intrusion of the Sihla granitoides. The D_2 stage (on the Devonian/Carboniferous boundary) again deformed rocks of the lower stage along with the Early Paleozoic complexes. Tectonic processes took place contemporary with metamorphosis mainly on ductile shear zones. Intrusions of posttectonic granitoides of the Vepor type took place during the period of extension. The D_3 stage of Alpine deformation (Cretaceous) was formed during two periods (first overthrusts, which later passed into reverse faults and leftslip faults). Synkinematic metamorphosis under the conditions of chlorite zone accompanied them. The increase of heat flow and postkinematic metamorphosis under the higher conditions took place only locally. The D_4 post-Cretaceous deformation stage occured after the uplift of the area with out accompanying metamorphosis. All fundamental genetic types of faults, mostly with repeating deformations, occur in the area. Pre-Alpine deformation structures are, however, hidden by postkinematic metamorphosis and also by the later re-orientation.

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 143—148*

Metaultramafity z oblasti Jasenie-Kyslá, Nízke Tatry

JÁN SPIŠIAK*, PAVEL PITOŇÁK*, MILAN PETRO**

* Geologický ústav CGV SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
** Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Kynceľová 10, 974 01 Banská Bystrica

Doručené 25. 11. 1987

Метаультрамафиты района Ясение-Кисла, Низкие Татры

В районе Ясение-Кисла (Низкие Татры) было обнаружено наличие сильно изменённых ультраосновных пород. Их состав представлен: серпентино-антигоритом, тальком, хлоритом, тремолитом, хромитом, флогопитом и др. Хромит, который представляет первичный (реликты) минерал, является зональным и интенсивно замещён магнетитом. В работе кроме микрозондовых анализов минералов приведены и анализы пород на петрогенные и редкие элементы.

Metaultramafites from the Jasenie-Kyslá area, the Low Tatras

The presence of strongly altered ultrabasic rocks has been ascertained in the Jasenie-Kyslá area (the Low Tatras). Their composition is the following: serpentine — antigorite, talc, chlorite, tremolite, chromite, flogopite and other minerals. Chromite, which represents the original minerals (relict), is zonal and intensively replaced by magnetite. Analyses of rocks for petrogenetic and trace elements, inclusive gold, as well as electrone microprobe analyses of minerals are given in the work.

Oblasť Jasenie-Kyslá bola v posledných rokoch predmetom veľmi širokého výskumného programu Geologického ústavu D. Štúra Bratislava. V súčasnosti sa tu realizuje vyhľadávací prieskum zameraný na zrudnenie scheelitu a zlata. Okrem banských prác, ktoré tu boli urobené (a v súčasnosti pokračujú), sa podrobne študovalo zloženie hornín a v rámci mineralogicko-geochemického výskumu sa zistil aj celý rad nových minerálov.

Ultrabázické horniny v tatrickej zóne Nízkych Tatier opísal len Koutek (1931) z oblasti Liptovskej Lúžnej. Úplne premenená hornina tvorená zmesou serpentínu, chloritu a rudných minerálov sa zistila v sutine. Veľký rozvoj technických prác umožnil, že z oblasti Jasenia v poslednom čase identifikoval Stankovič a Jančula (1982) nové minerály, ktorých genéza sa spája s ultrabázickými horninami (chrómspinel, gersdorffit, ullmannit), ktoré spolu s predtým nájdenými minerálmi z tejto oblasti (Soviansko — gersdorffit, Lisý, Sobolič, 1959; Husárka — Ni minerály a horniny s fuchsitom, Klukan, 1980)

svedčia o vystupovaní ultrabázických hornín v tejto oblasti. Napriek snahe sa však nepodarilo nájsť primárne ultrabázické horniny. Je to pravdepodobne spôsobené tým, že telesá ultramafitov v tejto oblasti nemajú zachované primárne minerály (okrem chromitu), ale tvorí ich zmes serpentínu, mastenca, chromitu, tremolitu, chloritu atď. Stupeň ich premeny je často taký vysoký, že sa stretávame len s ich metasomatickými derivátmi typu listvenitov.

Pri terénnom výskume v oblasti Jasenia sme našli na halde štôlne 1 ultramafické horniny rôzneho štádia premeny. Po dôkladnom mikroskopickom štúdiu sme podrobne preštudovali aj štôlne 1 a 2. Identické horniny sme našli v štôlni 1 cca 12 metrov južne od m. b. 9. Horniny sa nachádzajú v prechodnej zóne nebulitov a stromatitov a úzko asociujú s amfibolitmi a rulami. Okolie tvoria horniny s fuchsitom (listvenity). Jedná sa zrejme o teliesko (šošovku) premenených ultrabázických hornín, ktoré bolo do dnešnej pozície deponované (z nižších horizontov ?). Styk s okolím je zastretý naloženými hydrotermálnymi premenami a tektonikou. Je však pravdepodobné, že ide o tektonický styk. Nie je vylúčené, že teliesko predstavuje útržok nejakého väčšieho telesa v hĺbke.

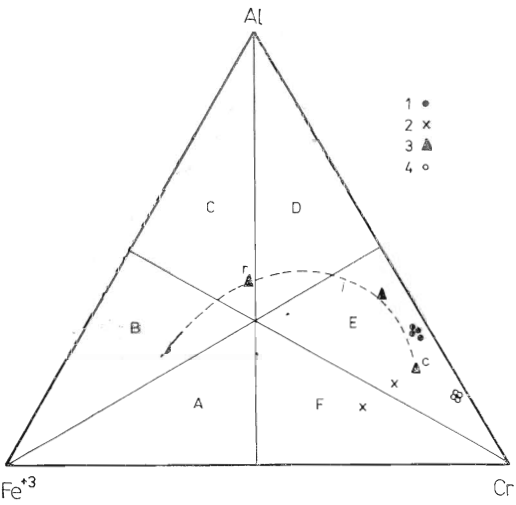
Na základe podrobného štúdia môžeme definovať minerálne zloženie predmetných hornín, ktoré ovplyvňujú metamorfné a metasomatické procesy; z primárnych

TAB. 1

Chemické zloženie chromitov
Chemical composition of chromites

Vzorka	J-30						J-28		
Anal. č.	1	2	3	4	5	6	1	2	3
TiO_2	0,19	0,20	0,13	0,43	0,52	0,78	0,69	0,12	0,12
Al_2O_3	14,55	15,00	15,45	15,48	8,79	6,04	10,28	20,34	22,31
Cr_2O_3	50,59	49,58	49,15	48,80	48,14	45,51	53,12	43,04	21,80
Fe_2O_3	2,04	2,43	2,42	1,83	10,43	15,87	5,70	3,30	23,71
FeO	29,36	29,54	29,40	28,73	29,99	28,36	25,88	24,37	24,56
MnO	0,46	0,42	0,41	0,41	2,01	2,51	0,52	0,36	0,38
MgO	3,00	2,93	3,06	3,27	1,04	1,32	4,95	6,44	6,62
Spolu	100,19	100,10	100,02	98,95	100,92	100,39	101,14	97,97	99,50
Prepočet na 8 kyslíkov									
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,01	0,01
Al	1,17	1,20	1,23	1,25	0,73	0,51	0,82	1,58	1,71
Cr	2,72	2,66	2,63	2,63	2,68	2,58	2,84	2,25	1,21
Fe^{3+}	0,10	0,12	0,12	0,09	0,55	0,86	0,29	0,16	1,16
Fe^{2+}	1,67	1,68	1,67	1,64	1,77	1,70	1,47	1,35	1,34
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,12	0,15	0,03	0,02	0,02
Mg	0,30	0,30	0,31	0,33	0,11	0,14	0,50	1,63	0,64
Al	29,2	30,1	30,9	31,3	18,4	12,9	20,7	39,6	42,8
Fe^{3+}	2,6	3,1	3,1	2,4	13,9	21,7	7,4	4,1	29,1
Cr	68,2	66,8	66,0	66,3	67,6	65,4	71,9	56,3	28,1

Hodnoty FeO a Fe_2O_3 sa vypočítali z celkového železa, predpokladajúc stechiometriu $R^{++}R_2^{+++}O_4$.



Obr. 1. Ternárny diagram Fe^{3+}: Al : Cr pre minerály skupiny spinelu. Rozčlenenie podľa Stevensa (1944). A — chrómmagnetit, B — alumomagnetit, C — ferispinel, D — chrómspinel, E — alumochromit, F — ferichromit; 1—3 — analýzy chromitov z oblasti Jasenia (analýzy z tab. 1, bodka — analýzy 1—4, krížik — analýzy 5—6, trojuholník — analýzy 1—3, vzorka J-28), 4 — krúžok — porovnávané analýzy chromitov z oblasti Jasenia (Stankovič — Jančula, 1982).

Fig. 1. Ternary diagram of Fe^{3+}: Al : Cr for spinel minerals. Division according to Stevens (1944). A — chromium-magnetite, B — aluminium-magnetite, C — ferrispinel, D — chromiumspinel, E — aluminiumchromite, F — ferrichromite: 1—3 — analyses of chromites from the Jasenie area (analyses from Tab. 1, dot — analyses 1—4, cross — analyses 5—6, triangle — analyses 1—3, sample J-28), 4 — small circle — compared analyses of chromites from the Jasenie area (Stankovič — Jančula, 1982).

minerálov sa zachoval len chromit. Tvorí početné zrnká hypidiomorfného obmedzenia. Je sivej farby, tvrdosť (relatívnu) má vyššiu ako magnetit, je izotropný, v imerzii má hnedé vnútorné reflexy. Je intenzívne kataklazovaný a pukliny sú vyhojené hlavne chloritom.

Chromit bol analyzovaný na automatizovanom mikroanalyzátore ARL-SEMQ v ÚÚG Praha pomocou programov modifikovaných Kotrbom a Rybkom. Analyzované minerály sa použili ako štandardy. Korekčné matice podľa Bencea-Albeeho sa ďalej korigovali na chod prístroja a mŕtvu dobu detektora. (Pri analýzach poskytla pomoc Jilemnická.)

Na základe zisteného zloženia (tab. 1) v zmysle klasifikácie Stevensa (1944; obr. 1) chromit zodpovedá alumochromitu, resp. ferichromitu. Je zonálny a intenzívne alterovaný, pričom pozorovať jeho zatláčanie magnetitom. Medziprodukt týchto konečných členov má zloženie spinelu. Na obr. 1 je čiarkovane znázornený trend premien chromitov.

Ďalším rudným minerálom študovaných hornín je magnetit. Lemuje prakticky všetky zrná chromitu a často do nich preniká po puklinách. Len zriedkavo tvorí samostatné zrniečka. Je sivý, izotropný, bez vnútorných reflexov. Z ďalších rud-

TAB. 2

Chemické zloženie amfibolov
Chemical composition of amphiboles

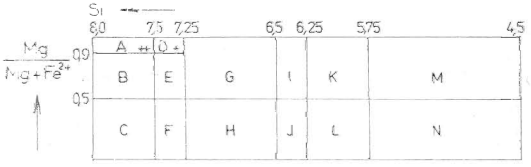
Č. anal.	1	2	3
SiO_2	52,21	55,61	55,70
TiO_2	0,34	0,21	0,18
Al_2O_3	6,84	4,17	4,05
FeO^+	3,98	3,77	3,50
MnO	0,09	0,08	0,07
MgO	20,40	22,34	22,50
CaO	11,59	11,68	11,50
Na_2O	0,89	0,56	0,40
K_2O	0,47	0,11	0,10
Spolu	96,81	98,53	98,00
Prepočet na 23 kyslíkov			
Si	7,30	7,59	7,62
Al^{IV}	0,70	0,41	0,38
Al^{VI}	0,43	0,26	0,27
Ti	0,04	0,02	0,02
Fe^{2+}	0,47	0,43	0,40
Mn	0,01	0,01	0,01
Mg	4,25	4,54	4,59
Ca	1,74	1,71	1,69
Na	0,24	0,15	0,11
K	0,08	0,02	0,02
Mg/Mg + Fe	0,90	0,91	0,92

FeO^+ — celkové železo ako FeO.

ných minerálov je prítomný pyrit v podobe idiomorfných zrniečok. Je mladší (naložený) ako magnetit.

Zo silikátových minerálov je podstatne zastúpený antigorit, mastenec, chlorit, tremolit, flogopit, fuchsit a iné. Modálne zastúpenie jednotlivých minerálov je závislé od typu a stupňa premeny horniny. Antigorit má modré pseudointerferenčné farby, Chz + a je zatláčaný mastencom a karbonátom. Mastenec tvorí základnú hmotu horniny, v ktorej sa sporadicky nachádzajú úlomky (enklávy) relatívne zachovalejšieho antigoritického serpentinitu. Chlorit tvorí lupene, často silne deformované, má pleochroické farby charakteristické pre Mg-Al-chlority a často uzatvára rudné minerály (magnetit). Tremolit sa vyskytuje hlavne v mastencovo-tremolitických typoch hornín, ktoré pravdepodobne predstavujú okraj pôvodného ultrabázického telesa metamorfovaného v podmienkach amfibolitovej fácie. Na základe zloženia a s použitím klasifikácie IMA (Leake, 1978; Grecula a Faryad, 1985) ho môžeme zaradiť k tremolitom (tab. 2; obr. 2). Z ďalších minerálov je prítomný flogopit, tiež v okrajových premenených zónach. Fuchsit tvorí jednu z hlavných zložiek fuchsitovo-kremeňovo-karbonátových hornín (listvenitov), resp. fuchsitovo-kremenných hornín. Z ostatných minerálov je prítomný karbonát a akcesorický (v niektorých typoch) apatit.

Na základe pozorovania viacerých autorov (Phillips, Hess, 1936; Hovorka, 1965,



Obr. 2. Klasifikačný diagram vápenatých amfibolov (podľa Leakea, 1978, Greculu — Faryada, 1985), krížiky — analýzy tremolitov z oblasti Jasenia (tab. 2), vyčlenené polia: A — tremolit, B — aktinolit, C — železnatý aktinolit, D — tremolitický hornblend, E — aktinolitický hornblend, F — železnatý aktinolitický hornblend, G — horečnatý hornblend, H — železnatý hornblend, I — tschermakitický hornblend, J — železnatý tschermakitický hornblend, K — tschermakit, L — železnatý tschermakit, M — nízkokremičitý tschermakit, N — nízkokremičitý železnatý tschermakit.

Fig. 2. Classification diagram of calcic amphiboles (according to Leake, 1978, Grecula and Faryad, 1985), crosses — analyses of tremolites from the Jasenia area (Tab. 2), defined fields: A — tremolite, B — actinolite, C — ferro-actinolite, D — tremolitic hornblende, E — actinolitic hornblende, F — ferro-actinolitic hornblende, G — magnesio-hornblende, H — ferro-hornblende, I — tschermakitic hornblende, J — ferro-tschermakitic hornblende, K — tschermakite, L — ferro-tschermakite, M — subsilicic tschermakite, N — subsilicic ferro-tschermakite.

TAB. 3

Chemické zloženie hornín
Chemical composition of rocks

Vz. č.	J-28	J-30	A	B
SiO_2	49,39	50,86	39,85	47,10
TiO_2	0,13	0,39	0,91	0,09
Al_2O_3	5,08	4,53	12,95	6,30
Fe_2O_3	0,98	1,30	5,20	2,53
FeO	6,12	6,46	7,59	7,06
MnO	0,18	0,17	0,29	0,07
MgO	20,80	23,05	21,93	26,12
CaO	4,40	3,77	4,82	2,92
Na_2O	0,37	0,20	0,57	0,64
K_2O	0,59	0,29	0,21	0,13
P_2O_5	0,07	0,08	0,03	0,04
H_2O+	10,50	7,31	3,91	6,16
H_2O-	0,89	0,38	0,10	0,19
SO_3	0,16	0,19	—	—
Spolu	99,66	98,98	98,36	99,35

Horniny boli analyzované v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves. A — zloženie amfibolických peridotitov (n = 3) v metamorfitoch fácie almandinických amfibolitov a v granitoidných masívoch (Hovorka, 1977; tab. 1), B — zloženie mastencových bridlíc identickej geologickej pozície (Hovorka, 1977; tab. 3).

1977; Sazonov, 1975, 1978; Iván, 1982 atď.) je schéma zloženia styčnej zóny medzi telesami ultrabazitov s okolnými metasedimentmi takáto: antigoritová zóna —→ mastencová zóna —→ tremolitovo-mastencová zóna —→ aktinolitovo-chloritová zóna.

Relatívne najmenej premenené typy študovaných hornín by sme v uvedenej schéme mohli zaradiť na hranicu antigoritovej a mastencovej zóny. V prípade malých telies môžu však predstavovať aj stred telesa (šošovky). Časť hornín je silne alterovaná a zodpovedá horninám typu listvenitov. Väčšie polohy hornín s fuchsitom môžu byť aj odrazom migrácie Cr počas metasomatických procesov do okolných hornín.

V porovnaní s členením ultramafických hornín Západných Karpát (Hovorka, 1977, 1985) môžeme dané horniny zaradiť do skupiny ultramafitov vystupujúcich v metamorfitoch fácie almandinických amfibolitov a v granitových masívoch (napr. Veľká Lúka, Filipovo).

Chemické zloženie študovaných hornín je charakterizované 2 analýzami na petrogénne prvky a 10 analýzami na prvky v stopových koncentráciách (tab. 3, 4). Okrem toho v desiatich vzorkách sa stanovil obsah Au (tab. 5). Pre študované horniny je charakteristický vysoký obsah Mg, Cr a Ni, t. j. prvkov typických pre ultrabázické horniny. Oproti horninám podobného typu a vystupovania (pozri tab. 3) majú nižší obsah Fe_2O_3, Co, resp. vyšší obsah SiO_2. Ultrabázické horniny sú nositeľmi prvkov, ktoré sa z nich hydrotermálnou premenou uvoľňujú a môžu sa mobilizovať a akumulovať na vhodných štruktúrach (jedná sa hlavne o Ni, Co a Au). Na druhej strane špecifické zloženie týchto hornín môže slúžiť ako geochemická bariéra a spôsobiť akumulácie niektorých prvkov (Hg, Cu, Sb a pod.). Ako príklad môžeme uviesť distribúciu zlata v ultrabázických horninách Západných Karpát. Priemerný obsah zlata v antigoritických serpentinitoch je 0,01—0,03 ppm, zatiaľ čo v premenených typoch (hlavne na okraji ultrabázických telies, tzv. blackwall zóna) sa obsah zvyšuje na 0,07—0,11 ppm s priemerom 0,08 ppm (Hovorka, Jaroš, 1974). Obsah zlata v študovaných horninách je od 0,01 do 0,07 ppm a v silne alterovaných horninách (karbonátovo-fuchsitovo-kremenné typy) sa zvyšuje

TAB. 4

Kvantitatívne spektrochemické analýzy stopových prvkov v metaultramafitoch
Quantitative spectrochemical analyses of trace elements in metaultramafites

	Ba	Pb	Cu	B	V	Zr	Co	Ni	La	Cr	Sr
J-28	80	st.	—	15	80	31	53	460	7	2500	100
J-28 A	39	st.	21,4	—	81	10	93	890	ND	3000	78
J-30	st.	—	—	st.	100	34	73	615	6	3300	30
J-158 A	39	—	—	3	79	33	159	1290	—	3000	49
J-158 B	275	—	—	104	85	3	53	178	30	2340	20
J-158 C	10	—	—	3	78	10	137	890	ND	3000	47
J-158 D	30	19	10	—	72	3	120	1320	ND	3000	38
J-162 A	380	st.	30	—	78	3	63	136	ND	3000	19
J-162 B	350	st.	33	—	81	3	72	204	ND	3000	16
J-163	81	—	—	3	89	4	66	780	ND	3000	22

Vzorky boli analyzované v laboratóriu Oddelenia nerastných surovín Geologického ústavu SAV Banská Bystrica, analytik: Hrnčárová, Paulínyová. ND — pod medzou stanoviteľnosti, st. — stopy.

TAB. 5

Obsah zlata v metaultramafitoch
The content of gold in metaultramafites

	Označenie vzorky	Koncentrácia (ppm)
1.	J-162 A	0,01
2.	J-162 B	0,04
3.	J-158 D	0,03
4.	JK-1/81	0,04
5.	JK-1/82	0,06
6.	JK-1/83	0,07
7.	JK-1/84	0,05
8.	JK-1/70	0,08
9.	JK-1/71	0,06
10.	JK-1/72	0,40

Vzorky 1—3 boli analyzované v Oddelení nerastných surovín Geologického ústavu SAV v Banskej Bystrici, vzorky 4—10 v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves; 1—7 — rôzne typy metaultramafitov; 8—10 — listvenity.

na 0,06 až 0,40 ppm.

Hoci naše štúdiá ultramafických hornín z oblasti tatrického kryštalinika Nízkych Tatier nie sú ukončené, môžeme prítomnosť ultramafických hornín v oblasti Jasenie-Kyslá jednoznačne potvrdiť. Je pravdepodobné, že pri ďalších prácach v uvedenej oblasti (ale aj v celej tatrickej zóne kryštalinika Nízkych Tatier) sa nájdu ďalšie telieska podobného typu. Špecifické zloženie týchto hornín a vysoký stupeň ich premeny pravdepodobne ovplyvnili zrudňovacie procesy a nové nálezy pomôžu objasniť niektoré metalogenetické problémy tohto regiónu (nálezy chrómspinelov, gersdorffitu, fuchsitu a pod.).

Poďakovanie

Ďakujeme RNDr. M. Háberovi, CSc., a RNDr. P. Ivánovi, CSc., za konzultácie pri optickom štúdiu minerálov.

Literatúra

Grecula, P., Faryad, S. W. 1985: Návrh slovenských názvov amfibolov. *Miner. slov., 17, 457—465.*

Hovorka, D. 1965: Die Serpentinite des Kohút-Kristallinikums and ihre metamorphen Produkte. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., 9, 140—144.*

Hovorka, D. 1977: Geochemistry of the West Carpathian Alpine-type ultramafites. *Náuka o Zemi, Sér. geol., 12, Bratislava, Veda, 1—148.*

Hovorka, D. 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ, 258 s.*

Hovorka, D., Jaroš, M. 1974: Gold abundances in West Carpathian ultramafic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 2, 355—362.*

Iván, P. 1982: Position and significance of fuchsite in evolution of mineralization of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians Mts.). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 38, 157—173.*

Klukan, B. 1980: Základný geologický výskum širšieho okolia Bielej vody — Jasenie. *Manuskript — Geofond Bratislava, 67 s.*

Koutek, J. 1931: Geologické studie na severo-západě Nízkych Tater. *Věst. Stát. geol. Úst., IX, 413—527.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag., 42, 533—563.*

Lisý, E., Sobolič, P. 1959: Záverečná správa s výpočtom zásob Jasenie — Pb so stavom k 1. 1. 1959. *Manuskript — Geofond Bratislava, 261 s.*

Phillips, A. H., Hess, H. H. 1936: Metamorphic differentiation at contact between serpentinite and siliceous country rocks. *Amer. Mineralogist, 21, 333—362.*

Rojkovič, I. 1985: Rudná mineralizácia ultramafických telies Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 112 s.*

Sazonov, V. N. 1975: Listvenitizacija i orudenenije. *Moskva, Nauka, 272 s.*

Sazonov, V. N. 1978: Chrom v gidrotermaľnom procese (Na primere Urala). *Moskva, Nauka, 286 s.*

Stankovič, J., Jančula, D. 1982: Predbežná správa o výskyte chrómspinelu a Ni minerálov na lokalite Jasenie-Kyslá, Nízke Tatry. *Miner. slov., 14, 131—138.*

Stevens, R. E. 1944: Composition of some chromite of the western hemisphere. *Amer. Mineralogist, 29, 1—34.*

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 149—159*

Pyroxénová geotermometria a geobarometria ultrabázického telesa pri Sedliciach

PAVEL FEJDI*, BORIS KOLNÍK**

* Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
** Geologický prieskum, geologický úsek, Geologická 18, 825 64 Bratislava

Doručené 15. 7. 1987

Пироксеновая геотермометрия и геобарометрия ультраосновного тела при Седлициях, Восточная Словакия

На основании изучения эксолвованных ортопироксенов и взаимных отношений остальных минеральных фаз была в седлицком ультраосновном теле определена следующая кристаллизационная схема: кристаллизация Opx при 1297° C, 51 кбар (без гарантии), эксолюция Cpx полос при 1098 °C, 19 кбар, кристаллизация Cpx — Ol — Sp основной материи, равновесие Opx — минералы основной материи при 966° C, 11 кбар и наконец снова полученное равновесие оливин — шпинель при 812° C.

Pyroxene geothermometry and geobarometry of ultrabasic body near Sedlice, Eastern Slovakia

The paper deals with reconstruction of crystallization history of the Sedlice ultramafic body (Eastern Slovakia). Study of exsolved orthopyroxenes and internal mineral relationships yield to the following results: crystallization of Opx at 1297 °C, 51 kbar (with caution!), exsolution of Cpx lamellae at 1098 °C, 19 kbar, crystallization of Cpx—Ol—Sp matrix, equilibrium Opx—matrix minerals at 966 °C, 11 kbar and finally subsolidus reequilibration of olivine — spinel pair at 812 °C.

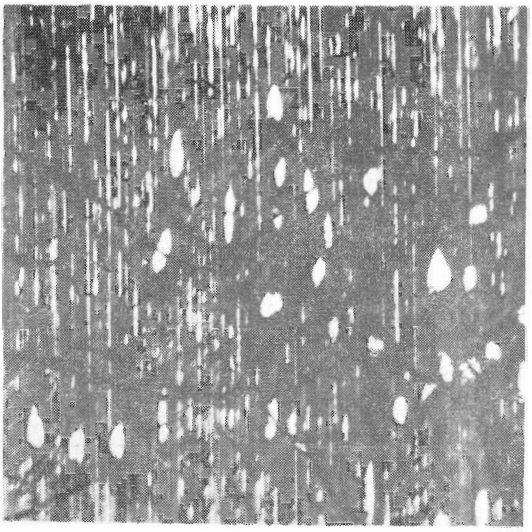
Sedlické teleso má medzi ultrabázickými telesami Západných Karpát výnimočné postavenie. Hoci je geograficky blízke gemerickým telesám podobného charakteru, jeho tektonická pozícia a vek sú nejasné (Hovorka et al., 1985). Nachádza sa asi 10 km na SV od obalového mezozoika kryštalinika Čiernej hory uprostred bazálnych zlepencových a pieskovcových vrstiev žipovsko-radačovského pásma centrálnokarpatského paleogénu Šarišskej vrchoviny. Na rozdiel od gemerických telies je pomerne slabo serpentinizované, čo umožňuje študovať jeho primárne horninotvorné minerály. Horninotvorným minerálom sedlického telesa sa venoval Cambel (1951) a potom čiastočne Hovorka et al. (1985). Rudné minerály a minerály skupiny serpentínu pomerne podrobne študoval Kantor (1965), Rojkovič et al. (1978), Roj-

kovič a Boronichin (1982), resp. Hovorka et al. (1980).

Na základe štruktúrnych a textúrnych znakov horniny a publikovaných výsledkov geotermometrie a geobarometrie sme sa pokúsili zrekonštruovať kryštalizačnú históriu horniny sedlického telesa.

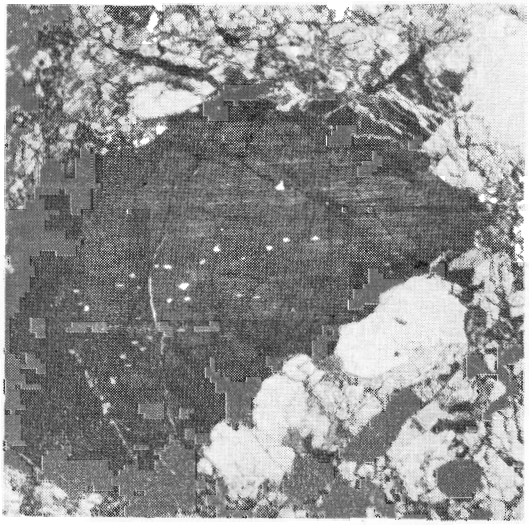
Mikroskopická charakteristika horninotvorných minerálov

Horninu sedlického telesa tvorí typická štvorfázová minerálna asociácia olivín — rombický pyroxén — monoklinický pyroxén — spinel. V neserpentinizovaných častiach horniny sú všetky minerály s výnimkou čiastočne serpentinizovaného olivínu zachované, bez väčších prejavov alterácie. Všetky minerály sa vyznačujú xenomorfným vývojom kryštálov.



Obr. 1b. Detail obrázka 1a, podiel exsolvovaných fáz 28 %. Skríž. nikoly, zv. 95×.

Fig. 1b. Detail of the preceeding figure, amount of exsolved phase 28 %. Crossed nicols, magn. ×95.



Obr. 1a. Ortopyroxénové zrno s lamelárnymi a granulárnymi exsolúciami. Zreteľná je korózia výrastlice Opx jemnozrnnejšou základnou hmotou. Podiel exsolvovaných fáz 16 %. Skríž. nikoly, zv. 23×.

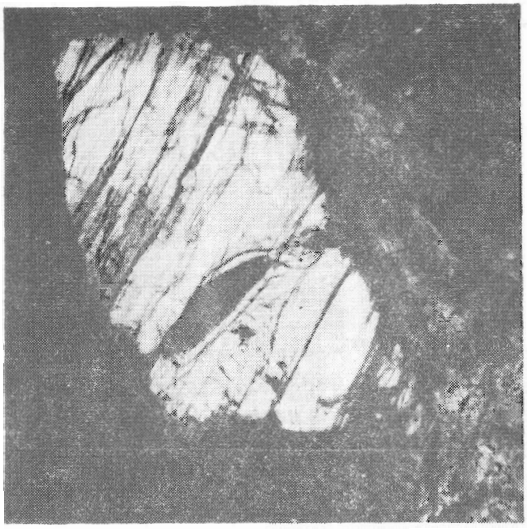
Fig. 1a. Orthopyroxene grain exhibiting lamellar and granular exsolutions. Note the corrosion of Opx due to matrix minerals. Amount of exsolved phase 16 %. Crossed nicols, magn. ×23.

Olivín (v ďalšom Ol) — vystupuje v dvoch vývojoch: jednak ako relikty zrejme prvotných výrastlíc, jednak ako zložka jemnozrnnejšej základnej hmoty.

Rombický pyroxén (Opx) — tvorí výrastlice, ktoré boli neskôr intenzívne korodované minerálmi základnej hmoty. Typickým znakom väčšiny Opx zŕn sú exsolúcie (ako sa neskôr ukázalo) monoklinického pyroxénu (Cpx) prítomné vo forme lamiel a granúl (obr. 1).

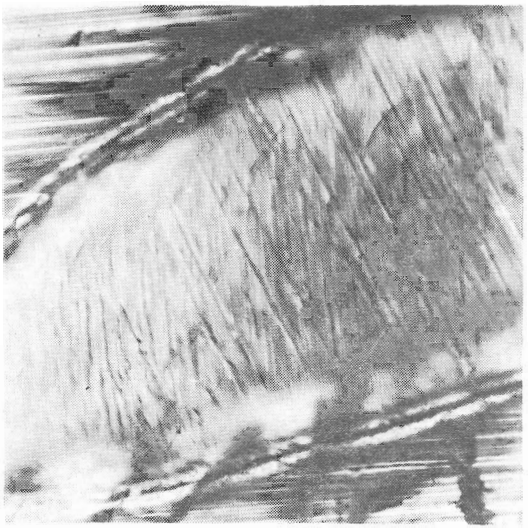
Chrómdiopsid (CrD) — je pyroxénovou fázou základnej hmoty, v ktorej sa nachádza spolu s jemnozrnným olivínom, čiastočne aj spinelom. Vzácne obsahuje exsolúcie nám dostupnými metodikami neidentifikovateľných lamiel (ilmenit, spinel?; obr. 2b). Korózia výrastlíc Opx základnou hmotou je zreteľná na obr. 1, 2a.

Spinel (Sp) — okrem malého podielu v základnej hmote sa prednostne priesto-



Obr. 2a. Exsolvované ortopyroxénové zrno (19 %) uzatvárajúce chrómdiopsid základnej hmoty. Skríž. nikoly, zv. 23×.

Fig. 2a. Exsolved orthopyroxene grain with inclusion of matrix chromdiopside. Crossed nicols, magn. ×23.



Obr. 2b. Detail z predchádzajúceho obrázka. V chrómdiopside sú viditeľné exsolučné lamely neznámej fázy (ilmenit, spinel ?). Skríž. nikoly, zv. 185×.

Fig. 2b. Detail of the preceeding figure. In chromdiopside exsolution lamellae of unknown phase are present (ilmenite, spinel ?). Crossed nicols, magn. ×185.

rovo viaže na intergranuláry medzi zrnami Opx.

Na základe priestorových vzťahov medzi jednotlivými minerálnymi fázami možno vyčleniť nasledovné sukcesné vzťahy: 1. kryštalizácia výrastlíc olivínu (?), 2. kryštalizácia výrastlíc Opx, odmiešanie exsolučných lamiel a granúl, 3. kryštalizácia spinelov na Opx intersticiálach, 4. kryštalizácia základnej hmoty (Ol + CrD) a korózia výrastlíc Opx.

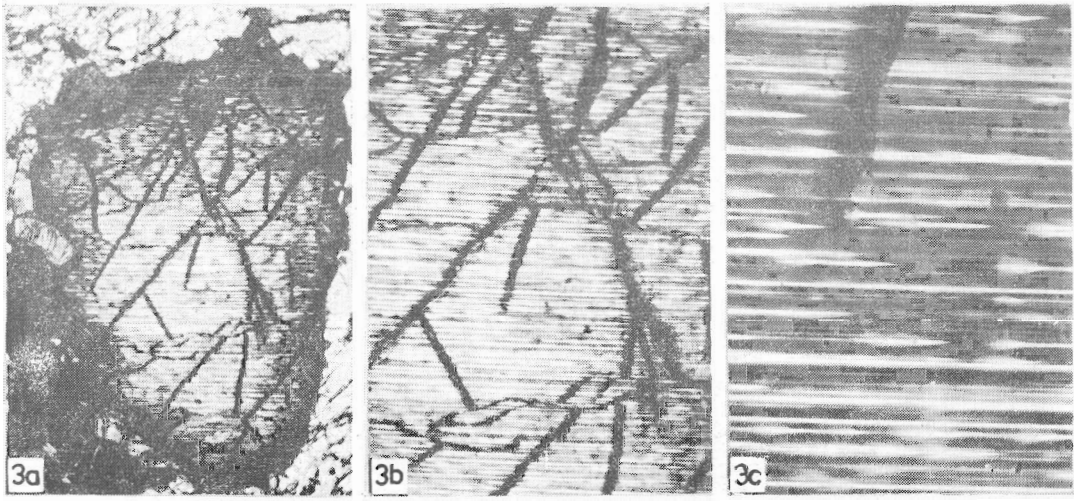
Exsolúcie

Exsolúcie sú typickým subsolidovým fenoménom pre pyroxén, amfibol, titanomagnetit a iné minerály. Vznikajú v dôsledku zmien termodynamických podmienok, keď sa pôvodne homogénne zrná (predstavujúce tuhý roztok dvoch alebo viacerých minerálnych fáz) rozpadajú na dve alebo viac chemicky i kryštálovou štruktúrou sa líšiacich minerálnych fáz.

Pyroxény možno podľa kryštálových štruktúr (typ definovaný priestorovou grupou) rozdeliť na: Pbca — všetky rombické pyroxény, $P2_1/c$ — izomorfný rad klinoenstatit-klinoferrosilit a pigeonity, C2/c — ostatné monoklinické pyroxény. Ďalšie typy pyroxénových štruktúr ($P2_1ca$, P2/n, P2 a C2) sú zatiaľ petrologicky bezvýznamné.

Uvedené rozdelenie však platí len za normálnych teplôt. Zvyšovaním teploty dochádza k fázovým prechodom: displacívnemu $P2_1/c \leftrightarrow$ ↔ C2/c (pigeonit; Buseck et al., 1980) a rekonštruktívnemu Pbca ↔ C2/c (Opx; Grover, 1980; Lindsley et al., 1981); C2/c štruktúra sa zvyšovaním teploty nemení.

Nutnou, ale nie postačujúcou podmienkou substitučnej izomorfie dvoch látok je ich izoštruktúrnosť. Táto podmienka je pri zvýšených teplotách splnená pre všetky tri štruktúrne typy, ktoré v tomto prípade budú mať spoločnú C2/c štruktúru. Naopak, pri chladnutí dôjde k spätným fázovým prechodom na vyššie uvedené pôvodné typy štruktúr. V tomto prípade (naruší sa izoštruktúrnosť) už ich vzájomná izomorfia nie je možná a podmienky fázovej rovnováhy sa znovu nadobudnú rozpadom pôvodného tuhého roztoku odmiešaním nekompatibilnej fázy (fáz) za vzniku exsolučných lamiel alebo granúl kryštalograficky orientovaných v hostiteľskom zrne. Orientácia jed-



Obr. 3. Transfokátorové zábery exsolvovaného ortopyroxénu. Počet rozoznateľných lamiel je úmerný zväčšeniu. Skríž. nikoly, zv. 35, 65 a 340×. Podiel lamiel 16, 21 a 33 %.

Fig. 3. Zoom photographs of exsolved orthopyroxene. Number of observable exsolution lamellae is a function of magnification. Crossed nicols, magn. ×35, ×65, ×340. Amount of lamellae 16, 21, 33 %.

nej pyroxénovej fázy v druhej je podmienená spoločnými štruktúrnymi rovinami. Z tohto dôvodu sú možné nasledovné orientácie pyroxénových exsolúcií[1]:

$Pbca_{host}$ — $C2/c_{lam}$, paralelne s $(100)_{Cpx}$,
$C2/c_{host}$ — $Pbca_{lam}$, paralelne s $(100)_{Cpx}$,
$C2/c_{host}$ — $P2_1/c_{lam}$, paralelne s $(100)_{Cpx}$ a $(001)_{Cpx}$,
$P2_1/c_{host}$ — $C2/c_{lam}$, orientácia ako v predošlom prípade.

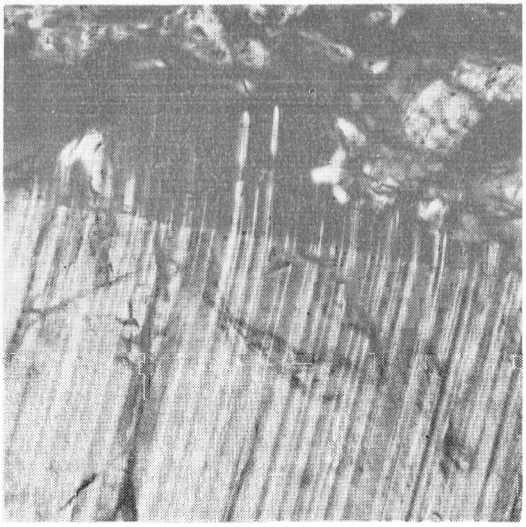
Ďalšou podmienkou vzniku exsolúcií je pomalé chladnutie horniny. Preto sa s exsolvovanými pyroxénmi nemožno stretnúť napr. vo vulkanických horninách. Okrem exsolúcií pyroxén — pyroxén sú v ultrabázických horninách známe i exsolúcie granátu a spinelu (napr. Šanc, Rieder, 1983).

V študovaných vzorkách sú najbežnejšie lamelárne exsolúcie, pri ktorých šírka lamiel kolíše od 0,1 mm až do submikroskopických rozmerov (obr. 3). Typické je pre ne agregátne zhášanie, ktoré začína od stredu lamely a pokračuje na obe strany k jej okrajom. To svedčí o postupnom rozširovaní lamiel prirastaním rastových líšt. Keďže tento proces trval v určitom intervale zmien P-T podmienok, jednotlivé rastové lišty majú v dôsledku kontrakcie kryštálových štruktúr mierne odlišnú optickú orientáciu.

Naša snaha získať informácie o vzájomnej optickej orientácii hostiteľ — exsolúcie pomocou fedorovského stolíka stroskotala (i pri orientovaných výbrusoch) pre jemnosť lamiel. Jediná informácia, ktorú sme týmto spôsobom získali, je orientácia lamiel paralelne s (100) hostiteľa, čo zaraďuje ortopyroxény v zmysle klasifikácie Poldervaarta a Hessa (1951) k Opx bushveldského typu.

Exsolučné lamely zasahujú až po okraje

[1] Uvedené orientácie exsolučných lamiel nie sú celkom presné, zodpovedajú len ich pôvodnej orientácii za P-T podmienok exsolúcie. Pri ďalšom ochladnutí horninového systému sa ich orientácia v dôsledku rozličnej kontrakcie mriežkových parametrov hostiteľskej i odmiešanej fázy odchyľuje od týchto ideálnych smerov k optimálnym fázovým rozhraniam (Robinson et al., 1971, 1977; Jaffe et al., 1975).



Obr. 4. Tektonicky deformovaný okraj ortopyroxénového zrna. Skríž. nikoly, zv. 185×, 33 % exsolvovanej fázy.

Fig. 4. Tectonicaly deformed margin of orthopyroxene grain. Crossed nicols, magn. ×185, 33 % of exsolved phase.

Opx zrn, v mnohých prípadoch možno sledovať ich relikty pokračujúce do základnej hmoty. To znamená, že k odmiešaniu Cpx fázy muselo dôjsť pred koróziou Opx základnou hmotou. Podobne i tektonická deformácia Opx zrn (obr. 4) nastala až po odmiešaní lamiel. Nezistili sme prítomnosť exsolúcií izotropných fáz (v našom prípade prichádza do úvahy spinel).

Experimentálna časť

Kvantitatívne zastúpenie exsolvovaných fáz v hostiteľských zrnách bolo stanovené pomocou analyzátora plošnej distribúcie QUANTIMET (GÚ SAV, analytik Kráľ) a je uvedené v textoch k obrázkom.

Práškové difrakčné záznamy boli urobené na práškovom difraktometri DRON, použilo sa $Cu_{K\alpha}$ žiarenie, krok 0,1°/min (GÚ PF UK, analytik Ševc). Kvôli výpočtu mriežkových parametrov boli kalibrované kremíkom. Indexácia je podľa Borga a Smitha (1969), na výpočet a spresnenie mriežkových parametrov sa použil program POWDER (Lindqvist, Wengelin, 1967). Získané hodnoty mriežkových parametrov Opx: a = 18,19(2), b = 8,88(1), c = 5,20(1) 10^{-10} m; Cpx: a = 9,71(5), b = 8,84(1), c = 5,19(2) 10^{-10} m, β = = 105,24(7)° (v zátvorkách sú uvedené štandardné odchýlky vzťahujúce sa na poslednú uvedenú číslicu) sme použili pri rekonštrukcii pôvodného chemického zloženia Opx zrn pred exsolúciou.

Úvodné informácie o chemickom zložení exsolvovaných pyroxénov sme získali pomocou elektrónového mikroanalyzátora JXA-5A (CHTF SVŠT Bratislava, analytik Jančula). Všetky kvantitatívne elektrónové mikroanalýzy sa uskutočnili na prístroji ARL-SEMQ (ÚÚG Praha, analytici Rybka a Jirásková). Podmienky merania: urýchľovacie napätie 15 KV, priemer elektrónového lúča 1 μm, štandardy — granát, biotit a amfibol z „knižnice štandardov" laboratória, experimentálne údaje korigované podľa práce Bence a Albee (1968). Pokusy o mikroanalýzu lamiel reprezentovali (pre ich malú hrúbku) len akýsi „priemer" chemického zloženia excitovanej oblasti zasahujúcej aj do hostiteľského zrna. Úspešné výsledky sme získali mikroanalýzou granulárnych exsolúcií a v dvoch prípadoch zo širokých lamiel; na základe týchto výsledkov sa urobila ďalšia interpretácia. Chemické analýzy sme spracovali nasledovne: molárne frakcie katiónov boli počítané na 6 (Opx, Cpx, CrD), resp. na 4 atómy kyslíka (Ol); spinely boli prepočítané na 3 katióny (obsahy Fe^{3+} stanovené na základe ideálnej spinelovej stechiometrie $R^{2+}R_2^{3+}O_4$). Obsahy Fe^{3+} v klinopyroxénoch určené Ryburnovým testom (Ryburn et al., 1976):

$$Fe^{3+} = [4 - (2Si + 2Ti + Cr + Al - Li - K - Na)] \times (4/\Sigma \text{ katiónov}).$$

TAB. 1

Chemické zloženie minerálnych fáz horniny sedlického telesa
Chemical composition of mineral phases of Sedlice body rock

Vzorka	S-1		S-2				S-3		
	Opx host	Cpx lam	Opx host	Cpx lam	Ol	Sp	Opx[a]	Opx	CrD
SiO_2	52,90	48,65	51,72	50,19	39,27	0,11	53,24	55,44	52,69
TiO_2	0,05	0,29	0,10	0,22	—	0,05	0,14	0,04	0,21
Al_2O_3	4,55	4,73	4,66	4,15	—	49,19	4,46	2,80	4,97
Cr_2O_3	1,03	1,48	1,01	1,37	0,07	21,21	1,15	0,45	1,39
FeO	6,06	2,22	5,90	2,45	8,68	12,58	5,10	6,19	2,23
MnO	0,16	0,05	0,15	0,07	0,12	0,14	0,13	0,14	0,10
MgO	34,37	16,78	31,86	17,10	47,21	18,47	28,70	35,67	16,70
CaO	1,14	21,17	1,16	20,98	—	—	7,08	0,65	22,84
Na_2O	—	0,15	—	0,18	—	—	0,05	0,02	0,20
Spolu	100,26	95,51	96,06	97,21	95,34	101,75	100,05	101,40	101,32
Molárne frakcie katiónov[b]									
Si	1,839	1,857	1,873	1,876	1,006	0,003	1,874	1,898	1,890
Al^{IV}	0,161	0,143	0,127	0,124	—	1,539	0,126	0,102	0,110
Al^{VI}	0,025	0,069	0,050	0,081	—	—	0,058	0,011	0,099
Ti	0,001	0,008	0,003	0,006	—	0,001	0,004	0,001	0,006
Cr	0,028	0,044	0,029	0,040	0,001	0,445	0,032	0,012	0,039
Fe^{3+}	—	0,049	—	0,013	—	0,013	0,004	—	—
Fe^{2+}	0,176	0,021	0,178	0,063	0,186	0,266	0,146	0,177	0,067
Mn	0,004	0,001	0,005	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003
Mg	1,780	0,954	1,718	0,952	1,802	0,731	1,504	1,819	0,892
Ca	0,042	0,865	0,045	0,839	—	—	0,266	0,024	0,876
Na	—	0,011	—	0,013	—	—	0,004	0,001	0,014
Spolu	4,056	4,023	4,028	4,009	2,998	3,001	4,022	4,049	3,996

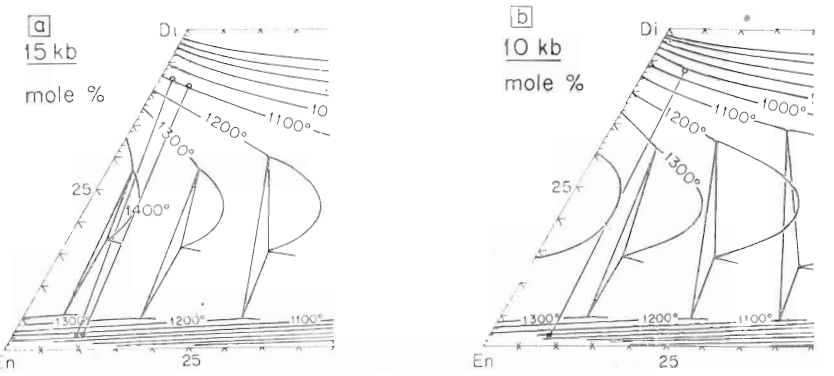
a — úhrnné zloženie vypočítané na základe planimetrických analýz a počítanej mernej hmotnosti; b — spôsob prepočtu podrobnejšie v texte; koncentrácie v hmot. %; rímske číslice udávajú koordináciu katiónu.

Výsledky chemických analýz sú uvedené v tab. 1, ich grafická reprezentácia je na obr. 5.

Petrológia spinelových lherzolitov

Relatívna jednoduchosť minerálneho zloženia ultrabázických hornín a hlbinný magmatický pôvod umožnili značný rozmach experimentálnych petrologických prác zaoberajúcich sa stanovením podmienok ich kryštalizačnej histórie. V prípade ultrabázických hornín je totiž rovnovážny stav systému závislý len od tlaku a teploty a ďalej od rovnovážnych konštánt, ktoré sú odrazom chemického zloženia minerálnych fáz nachádzajúcich sa v rovnováhe (účinky usmerneného tlaku a parciálnych tlakov fluidných fáz sú v tomto prípade zanedbateľné).

Jednotlivé experimentálne práce boli urobené pre trojzložkové a štvorzložkové systémy, v ktorých ako zložky vystupujú CaO (C), MgO (M), Al_2O_3 (A), FeO (F), Cr_2O_3 (Cr) a SiO_2 (S). Testovali sa pre nasledovné rovnovážne asociácie:



Obr. 5. Lindsleyho grafický termometer (1983). a — štvorce — Opx_{host}, krúžky — Cpx_{lam}, b — štvorce - Opx, krúžky - CrD.

Fig. 5. Graphical thermometer proposed by Lindsley (1983). a — squares — Opx_{host}, circles — Cpx_{lam}, b — squares — Opx, circles — CrD.

Opx — Cpx: Wood a Banno (1973) (CMS); Wells (1977), Mori (1977)[1], Gasparik (1984) (CMAS); Lindsley (1983) (CFMS); Nickel et al. (1984) (CMS, CMAS); Bertrand a Mercier (1985) (CMS, CMAS, CFMS).

Opx — Cpx — (Sp): Mercier (1976)[4] (MAS, CMS).

Cpx — Ol — Sp: Mori (1977)[2] (CMAS).

Opx — Ol — Sp: Stroh (1976), Gasparik a Newton (1984), Mori (1977)[3] (MAS); Webb a Wood (1986) (MACrS).

Ol — Sp: Roeder et al. (1979) (MFCrS); Fabriès (1979) (MCrS).

Pri aplikácii uvedených experimentálnych prác, pri voľbe jednotlivých geobarometrov a geotermometrov a pri interpretácii vypočítaných hodnôt sú rozhodujúcim kritériom textúrne a štruktúrne znaky horniny: v našom prípade schéma postupnosti kryštalizácie uvedená v predchádzajúcom texte. Ignorovanie tohto princípu môže viesť k mylným záverom.

Nami vypočítané podmienky jednotlivých fázových rovnováh sú sumarizované v tab. 2—5.

Diskusia

Ako vyplýva z tab. 2—5, vypočítané hodnoty sa pohybujú v relatívne uspokojivom rozmedzí. Ich rozptyl môžu zapríčiňovať rôzne viac či menej dôležité okolnosti. Závisí jednak od použitého syntetického systému (každý z nich sa zakladá na rovnováhe iných zložiek v minerálnych fázach), presnosti danej termometrickej metódy (ide najmä o korekcie na vplyv ostatných chemických prvkov, ktoré v experimentálnom systéme nevystupovali) a v neposlednom rade od kvality chemických analýz. Ďalej si treba uvedomiť, že vypočítané hodnoty teploty a im prislúchajúce hodnoty tlaku charakterizujú výlučne stav rovnováhy daných minerálnych fáz a nereprezentujú podmienky jednotlivých etáp kryštalizácie, ktorá tejto rovnováhe s väčším či menším odstupom predchádzala.

Opx — Cpx termobarometria (tab. 2)

Na výpočet podmienok rovnováhy hostiteľ — exsolvovaná fáza sme použili dve

[1, 2, 3] V Moriho práci (1977) sú publikované tri rovnice pre rovnovážne asociácie Opx — Cpx; Cpx — Ol — Sp a Opx — Ol — Sp.

[4] Mercierov algoritmus opravený v práci Rieder a Šanc (1982).

TAB. 2

Vypočítané teploty a tlaky pre rovnováhu Opx_{host}—Cpx_{lam}
Calculated equilibrium temperatures and pressures for Opx_{host}—Cpx_{lam}

Asociácia	Vz. S-1		Vz. S-2		Priemer		Metóda
	T (°C)	p (kbar)	T (°C)	p (kbar)	T (°C)	p (kbar)	
Opx úhrnné zloženie	—	—	1297	51	—	—	Mercier (1976)[c]
Opx—Cpx	1131	—	1128	—	1130	—	Wood — Banno (1973)
	1230	—	1203	—	1216	—	Mori (1977)[a]
	1042	—	1043	—	1042	—	Wells (1977)
Opx—Cpx—Sp	—	—	1101	19[b]	1101	19	Mercier (1976)
Opx—Cpx	1103	19[b]	1154	19[b]	1128	19	Nickel et al. (1985)
	1073	19[b]	1076	19[b]	1075	19	Bertrand — Mercier (1985)
	1084	19[b]	1088	19[b]	1086	19	Lindsley (1983)[d]
	1055	18	1115	20	1085	19	Gasparik (1984)
Celkový priemer					1098 (31)	19	
Interval hodnôt					1130—1042		

a — nereálne vysoká teplota; b — tlak vypočítaný podľa Merciera bol použitý na výpočet teplôt v ostatných termometroch; c — Mercierov algoritmus predpokladá asociáciu Opx—Cpx—Sp; d — hodnoty odpočítané z Lindsleyho grafického termometra (obr. 5a).

vzorky s odlišným morfologickým typom odmiešanín monoklinického pyroxénu. Je pritom pravdepodobné, že teplotné odhady pre oba typy odmiešanín by mali byť približne rovnaké, pretože ide o exsolúcie tej istej fázy, navyše zo vzoriek odobraných z toho istého miesta. Zhodné hodnoty sme však pre ne získali iba z termometrov, ktorých spoločným znakom je CMS systém alebo korekčné procedúry na vplyv Fe, i keď u jednotlivých autorov sa ich hodnoty líšia. Naproti tomu termometre v CMAS systéme, založené na rozpustnosti Al v pyroxénoch, poskytli rôzne hodnoty teplôt (i keď rozptyl nie je taký veľký), hoci hodnoty obsahu Al, ktoré vstupujú do výpočtu, sa navzájom líšia len minimálne. Zdá sa teda, že obsah Al nie je najvhodnejším teplotným indikátorom, na čo ostatne poukazuje i Bertrand a Mercier (1985).

To isté platí i pre podmienky rovnováhy Opx — CrD (tab. 3).

Aby sme získali predstavu o podmienkach kryštalizácie Opx zŕn (tab. 2), na základe planimetrických analýz a počítaných hustôt sme zrekonštruovali jeho pôvodné chemické zloženie pred odmiešaním Cpx fázy. V tomto prípade sme mohli použiť len Mercierov algoritmus (1976), ktorý ako jediný umožňuje vypočítať teplotu a tlak pre jediný pyroxén. Sme si vedomí, že do výpočtu sme nastupovali s nepresnými údajmi (chyba bola vnesená najmä planimetrickou analýzou). Okrem toho Mercierov prístup predpokladá a priori koexistujúce Opx, Cpx a Sp, ale táto podmienka je v rozpore s textúrnymi a štruktúrnymi znakmi horniny. Stanovenie teploty, v tomto prípade kryštalizácie, vyzerá prijateľne, ale vypočítaný tlak 51 kbar je pravdepodobne nereálny. Z uvedených dôvodov treba tieto výsledky prijímať opatrne.

TAB. 3

Vypočítané teploty a tlaky pre rovnováhu Opx—CrD (vzorka S-3)
Calculated equilibrium temperatures and pressures for Opx—CrD assemblage

Asociácia	T (°C)	p (kbar)	Metóda
Opx—CrD	1091[a]	—	Wood — Banno (1973)
	1160[a]	—	Mori (1977)
	993	—	Wells (1977)
Opx—CrD—Sp	960	10[c]	Mercier (1976)[b]
Opx—CrD	1037	10[c]	Nickel et al. (1985)
	954	10[c]	Bertrand — Mercier (1985)
	935	10[c]	Lindsley (1983)[d]
	920	17	Gasparik (1984)
Priemer	966 (41)	11	(3)
Interval hodnôt	920—1037		

a — vypočítané hodnoty sú extrémne vysoké; b — Mercierov algoritmus predpokladá v tejto asociácii aj spinel; c — tlak vypočítaný podľa Merciera bol použitý pre výpočet teplôt v ostatných termometroch; d — hodnota odpočítaná z Lindsleyho grafického termometra (obr. 5b).

Opx — Ol — Sp termometria a barometria (tab. 4)

Táto rovnovážna asociácia zodpovedá ďalšiemu štádiu v kryštalizačnej histórii horniny — zrovnovážneniu Opx s minerálmi základnej hmoty. Hlavný rozpor s pozorovanou sukcesiou minerálov spôsobuje relatívne vysoká teplota, vypočítaná termometrom Gasparika a Newtona (1984), ktorá je v podstate zhodná s rovnovážnou teplotou stanovenou pre Opx_{host} a Cpx_{lam}, a preto nereálna. Naproti tomu hodnota vypočítaná termometrom Gasparika a Newtona modifikovaným v práci Webba a Wooda (1986) je plne v súlade s touto sukcesiou. Teploty získané týmito metódami sme potom nasadili do geobarometra Stroha (1976), ktorého presnosť je však do značnej miery diskutabilná, pretože hodnoty tlaku sa v tomto širokom teplotnom intervale líšia len minimálne.

TAB. 4

Vypočítané teploty a tlaky pre rovnováhu Opx—Ol—Sp (vzorka S-2)
Calculated equilibrium temperatures and pressures for Opx—Ol—Sp assemblage

Asociácia	T (°C)	Metóda	p (kbar)[a]	Metóda
Opx—Ol—Sp	1069	Gasparik — Newton (1984)	8,2	Stroh (1976)
	944	Vebb — Wood (1986)	7,1	Stroh (1976)
	1124[b]	Mori (1977)	—	
Priemer	1007 (88)		7,7 (8)	

a — tlaky vypočítané podľa Stroha boli použité na výpočet teplôt v ostatných termometroch; b — teplota nezahrnutá do priemeru.

Ol — Sp termometria (tab. 5)

Na výpočet rovnovážnych teplôt sme použili dva dostupné termometre. Výsledky nimi získané sa navzájom líšia zhruba o 100 °C, čo je síce uspokojivý rozptyl, ale keďže termometer Roedera et al. (1979) je určený skôr pre asociácie so spinelmi bohatšími na Cr, ktoré sú vyššie teplotné, bolo by vhodnejšie rešpektovať hodnoty získané metódou Fabrièsa (1979), ktorý ako najvhodnejšiu aplikáciu uvádza práve Mg-Al-spinely z ultrabázik. Výsledky získané pomocou oboch týchto termometrov zhodne poukazujú na reekvilibráciu Ol — Sp v subsolidových podmienkach.

Celkove možno k použitiu jednotlivých geobarometrov a geotermometrov zaujať nasledovné stanovisko: Vzhľadom na fázové vzťahy, pozorované mikroskopicky, sa pre danú minerálnu asociáciu ako reálne a zodpovedajúce javia metódy Merciera (1976), Bertranda a Merciera (1985), Lindsleyho (1983) pre Opx — Cpx termobarometriu, pre Opx — Ol — Sp termometriu sa ako najvhodnejšia ukázala metóda Webba a Wooda (1986) a pre Ol — Sp termometriu metóda Fabrièsa (1979).

TAB. 5

Vypočítané teploty pre rovnováhu Ol—Sp (vzorka S-2)
Calculated equilibrium temperatures for Ol—Sp assemblage

Asociácia	T (°C)	Metóda
Ol—Sp	861	Roeder et al. (1979)
Ol—Sp	762	Fabriès (1979)
Priemer	812 (70)	

Záver

Na základe nášho štúdia vyzerá rekonštrukcia kryštalizačnej histórie horniny sedlického telesa takto: kryštalizácia ortopyroxénových zŕn pri 1297 °C a 51 kbar (bez záruky) —→ odmiešanie lamiel Cpx a ich chemická rovnováha s hostiteľom pri 1098 °C a 19 kbar —→ korózia reziduálnou taveninou —→ zrovnovážnenie CrD s Opx pri 966 °C a 11 kbar —→ rovnováha Opx so základnou hmotou pri 944 °C a 11 kbar —→ dosiahnutie rovnováhy medzi Ol a Sp pri 812 °C.

Poďakovanie

Autori sú zaviazaní dr. J. Kráľovi, CSc. (Geologický ústav SAV), dr. J. Ševcovi, CSc. (Geologický ústav PF UK) a najmä dr. L. Jiráskovej a Ing. R. Rybkovi, CSc. (Ústřední ústav geologický) za aktívnu účasť pri experimentálnych prácach. Za brilantné fotografie sme vďační L. Osvaldovi (Geologický ústav PF UK).

Literatúra

Bence, A. E., Albee, A. L. 1968: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol., 76, 382—403.*

Bertrand, P., Mercier, J. — C. C. 1985: The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxenes: toward an absolute geothermometer for the natural systems ? *Earth. Planet Sci. Lett., 76, 109—122.*

Borg, I. Y., Smith, D. K. 1969: Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. *Boulder, Colorado, The Geological Society of America, 896 p.*

Buseck, P. R., Nord, G. L., Veblen, D. R. 1980: Subsolidus phenomena in pyroxenes. *In: Reviews in Mineralogy, Vol. 7: Pyroxenes. Ed. Prewitt, C. R. Mineral. Soc. Amer., 117—204.*

Cambel, B. 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 2, 91—105.*

Fabriès, J. 1979: Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contr. Mineral. Petrology, 69, 329—336.*

Gasparik, T. 1984: Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system $CaO — MgO — Al_2O_3 — SiO_2$. *Contr. Mineral. Petrology, 87, 87—97.*

Gasparik, T., Newton, R. C. 1984: The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system $MgO — Al_2O_3 — SiO_2$. *Contr.*

Mineral. Petrology, 85, 186—196.

Grover, J. E. 1980: Thermodynamics of pyroxenes. *In: Reviews in Mineralogy, Vol. 7: Pyroxenes. Ed. Prewitt, C. R. Mineral. Soc. Amer., 341—414.*

Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E., Turan, J. 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I — Bodies of the Gemeride Mesozoic. *Miner. slov., 12, 481—505.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J., Turanová, L. 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ, 285 s.*

Jaffe, H. W., Robinson, P., Tracy, R. J., Ross, M. 1975: Orientation of pigeonite lamellae in metamorphic augite: correlation with composition and calculated optimal phase boundaries. *Amer. Mineralogist, 60, 9—28.*

Kantor, J. 1955: Rudné minerály Spišsko-gemerských serpentinitov (awaruit, heazlewoodit atď.). *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 6, 303—318.*

Lindqvist, O., Wengelin, F. 1967: A program for the refinement of cell dimensions and for indexing of powder photographs. *Arkiv för Kemi, 28, s. 179.*

Lindsley, D. H., Grover, J. E., Davidson, P. M. 1981: The thermodynamics of the $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ join: a review and a new model. *In: Advances in Physical Geochemistry. Eds. Newton, R. C., Navrotsky, A., Wood, B. J. New York, Springer-Verlag, 149—175.*

Lindsley, D. H. 1983: Pyroxene thermometry. *Amer. Mineralogist, 68, 477—493.*

Mercier, J. — C. C. 1976: Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. *Amer. Mineralogist, 61, 603—615.*

Mori, T. 1977: Geothermometry of spinel lherzolites. *Contr. Mineral. Petrology, 59, 261—280.*

Nickel, K. G., Brey, G. P, Kogarko, L. 1985: Orthopyroxene — clinopyroxene equilibria in the system CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2 (CMAS): New experimental results and implications for two-pyroxene thermometry. *Contr. Mineral. Petrology, 91, 44—53.*

Poldervaart, A., Hess, H. H. 1951: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol., 59, 472—489.*

Rieder, M., Šanc, I. 1982: Lamelované pyroxeny v ultrabazických horninách a jejich petrogenetický význam — tři lokality z Českého masívu. *[Záverečná správa.] Manuskript — PF UK Praha, 22 s.*

Robinson, P., Jaffe, H. W., Ross, M., Klein, C. 1971: Orientation of exsolution lamellae in clinopyroxenes and clinoamphiboles: consideration of optimal phase boundaries. *Amer. Mineralogist, 56, 909—939.*

Robinson, P., Ross, M., Nord, G. L., Smyth, J. R., Jaffe, H. W. 1977: Exsolution lamellae in augitte and pigeonite: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure. *Amer. Mineralogist, 62, 857—873.*

Roeder, P. L., Campbell, I. H., Jamieson, H. E. 1979: A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contr. Mineral. Petrology, 68, 325—334.*

Rojkovič, I., Boronichin, V. A. 1982: Sulfidická Ni-Co-Fe mineralizácia v ultramafických horninách Západných Karpát. *Miner. slov., 14, 41—59.*

Rojkovič, I., Hovorka, D., Krištín, J. 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 253—274.*

Ryburn, R. J., Raheim, A., Green, D. H. 1976: Determination of P, T paths of natural eclogites during metamorphism — record of subduction. A correction to a paper by Raheim and Green (1975). *Lithos, 9, 161—164.*

Stroh, J. M. 1976: Solubility of alumina in orthopyroxene plus spinel as a geobarometer in complex systems. Application to spinel-bearing alpine-type peridotites. *Contr. Mineral. Petrology, 54, 173—189.*

Šanc, I., Rieder, M. 1983: Lamellar pyroxenes and their petrogenetic significance: three examples from the Czech Massif. *Contr. Mineral. Petrology, 84, 73—83.*

Webb, S. A. C., Wood, B. J. 1986: Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. *Contr. Mineral. Petrology, 92, 471—480.*

Wells, P. R. A. 1977: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrology, 62, 129—141.*

Wood, B. J., Banno, S. 1973: Garnet — orthopyroxene and orthopyroxene — clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrology, 42, 109—124.*

RECENZIA

V. Bouška et al.: **Přírodní skla.** Academia Praha, 1987, 264 strán, 76 obr., 8 strán kriedových príloh.

Autorský kolektív — V. Bouška, Z. Borovec, A. Cimbálniková, I. Kraus, A. Lajčáková, M. Pačesová — pod vedením prvého menovaného spracoval veľmi užitočnú, v našej literatúre chýbajúcu súbornú monografiu o prírodných sklách. Monografia zahŕňa nielen príťažlivé vltavíny a ostatné tektity tých najexotickejších názvov (georgianity, ivority, irgizity, australity atď.), ale i vulkanické sklá rôznych genetických typov (o. i. napr. obsidián, perlit, pemza), ďalej sklá kráterov meteoritov, fulgurity, z mimozemských skiel mesačné sklá a sklá meteoritov.

V siedmich kapitolách sú podrobne charakterizované jednotlivé druhy prírodných skiel, ich genéza, petrologické, geochemické, fyzikálne a ďalšie vlastnosti, chemické zloženie, premeny, výskyty v ČSSR i dôležitejšie svetové náleziská. Osobitná kapitola je venovaná všeobecnej fyzikálno-chemickej charakteristike prírodných skiel s vysvetlením základných pojmov, procesov vzniku skiel, ich štruktúry, fázových diagramov, chemického zloženia a procesov premeny. V krátkej kapitole je opísané praktické využitie niektorých skiel. Monografiu dopĺňa bohatý zoznam literatúry (temer 600 odkazov) a podrobný vecný a lokalitný register.

Monografia vyšla pri príležitosti 200. výročia prvej publikovanej práce o tektitoch (1787) a pri príležitosti medzinárodnej konferencie o tektitoch, usporiadanej v septembri 1987 v Prahe, s exkurziami po celej ČSSR.

Kniha predstavuje veľmi cenný zdroj informácií nielen pre špecialistov daných oblastí, ale obsahuje veľa využiteľných poznatkov pre geológov, mineralógov, geochemikov, planetológov, astronómov atď.

Problematika prírodných skiel, predovšetkým ich genéza, ale i iné otázky, je veľmi zložitá, je preto pochopiteľné, že názory odborníkov v týchto smeroch sa môžu rôzniť, to však nič neuberá na dôležitosti monografie a na jej prínose a význame v našej literatúre.

Ján Babčan

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 161—168*

Bizmutín a tetradymit na Sb ložisku Dúbrava

MARTIN CHOVAN*, JOZEF MICHÁLEK**

* Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
** Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Kyncelová 10, 974 01 Banská Bystrica

Doručené 13. 10. 1987

Висмутин и тетрадимит сурьмяного месторождения Дубрава, Средняя Словакия

В кварцево-пиритовых жилах со шеелитом на месторождении Дубрава в Низких Татрах был обнаружен висмутин и тетрадимит. Висмутин встречается отдельно в кварце или вместе с тетрадимитом, халькостибитом и халькопиритом. Тетрадимит представляют мелкие инклузии в висмутине. Описана сульфидная минерализация моложе чем кварц, пирит и шеелит, которые в жилах встречаются чаще. Висмутин (Bi 79,7—82,2, S 17,2—18,6 гм %) и тетрадимит (Bi 59,1—61,4, Te 33,9—34,8, S 4,2—4,6 гм %) определены оптически и измерениями при использовании электронного микроанализа, рентгенометрически и измерениями микротвёрдости. Распространение висмутовых минералов не значительное, но они выразительно дополняют минеральную ассоциацию шеелитовой минерализации.

Bismutite and tetradymite on the Dúbrava Sb deposit, Middle Slovakia

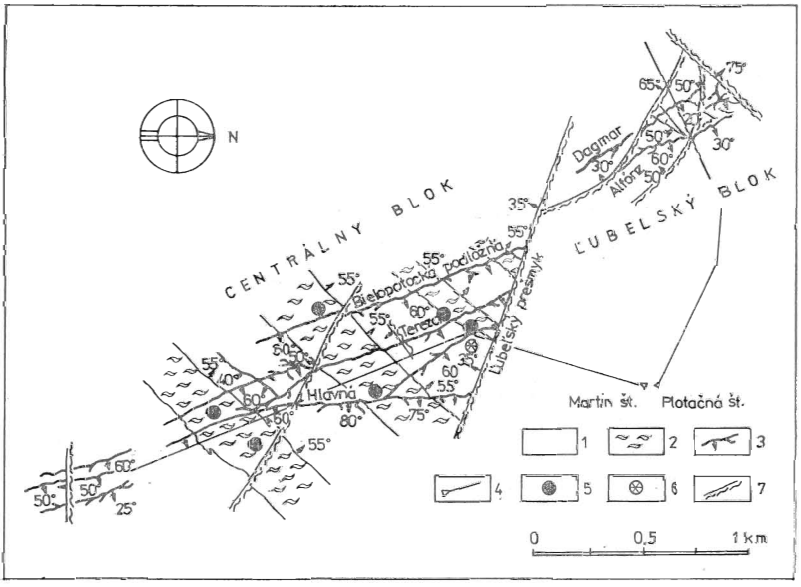
The occurance of bismutite and tetradymite has been ascertained on the Dúbrava deposit in the Low Tatras, on the quartz-pyrite vein with scheelite. Bismutite is present separately in quartz or along with tetrahedrite, chalcostibite and chalcopyrite. Tetradymite forms small inclusions in bismutite. Described sulphide mineralization is younger than quartz, pyrite and scheelite, which occur more frequently on veins. Bismutite (Bi 79.7—82.2, S 17.2—18.6 wght. %) and tetradymite (Bi 59.1—61.4, Te 33.9—34.8, S 4.2—4.6 wght. %) have been identified optically, using electron microprobe analyser, X-ray apparatus and by measurements of microhardness. The occurance of Bi-minerals is rare, but they significanty supplement the mineral assemblage of scheelite mineralization.

Pri štúdiu kremenno-pyritových žíl so scheelitom sme na antimonitovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách zistili výskyt bizmutínu s mikroskopickými inklúziami tetradymitu. Na prítomnosť drobných inklúzií bizmutínu v pyrite kremenno-scheelitovej žily v štôlni Rakytová prvý raz upozornil Čillík et al. (1979). V Západných Karpatoch je bizmutín zriedkavý, známy hlavne z kremenno-sulfidických žíl v Spiš-

sko-gemerskom rudohorí (Rudňany, Mlynky, Nandráž, Železník, Medzev, Dobšiná, Brdárka, Gelnica, Jasov, Poproč), z polymetalických žíl v Hodruši, v asociácii s U minerálmi v Hnilci, z výskytov U mineralizácie v perme pri Novoveskej Hute a z okolia Východnej a Liptovskej Tepličky. Vždy sa vyskytuje vo veľmi malých množstvách a často je nedostatočne určený. Najznámejší výskyt tetradymitu je z lokality Župkov pri Žarnovici, zriedkavejší je v hydrotermálnej mineralizácii pri Kokave nad Rimavicou. Zistil sa aj v náplavoch na Vihorlate v asociácii s Mo, Bi a Sn minerálmi (Koděra et al., 1986). Bizmutín spolu s tetradymitom a telurobizmutitom sa zistili na kremenno-scheelitových žilách v Kyslej pri Jasení (Beňka, Suchý, 1983).

Geologicko-ložisková charakteristika

Dúbravský Sb žilník je situovaný v severnej časti ďumbierskeho kryštalinika na západných svahoch doliny Križianka. V okolitých granitoidných horninách prevláda biotitický granodiorit prašivského typu (cca 70 % plochy), menej sú zastúpené granity, aplity a pegmatity. Magmatity predstavujú relikty kryštalinického plášťa a vystupujú vo forme telies s výraznou anizotropiou stavby. Látková inhomogenita horninového prostredia, ako to potvrdili rozsiahle pozorovania z celého ložiska, má spolu so štruktúrno-tektonickými procesmi významný vplyv na pozíciu, rozsah, kvalitu a charakter zrudnenia. Dominantnou štruktúrnou jednotkou dúbravského rudného poľa je hlavný rudný



Obr. 1. Štruktúrno-ložisková schéma ložiska Dúbrava. 1 — granitoidy, 2 — migmatity, 3 — kremenno-antimonitové žily, 4 — banské diela, 5 — výskyty scheelitovej mineralizácie, 6 — makroskopický výskyt bizmutínu, 7 — tektonické poruchy.

Fig. 1. Structural scheme of the Dúbrava deposit. 1 — granitoides, 2 — migmatites, 3 — quartz-antimonite veins, 4 — mining works, 5 — occurances of scheelite mineralization, 6 — macroscopic occurance of bismutite, 7 — tectonic faults.

ťah, ktorý je reprezentovaný systémom žilných štruktúr dvoch smerov: SSZ—JJV a SV—JZ. Hlavný rudný ťah je priečnym zlomom rozčlenený do dvoch blokov — centrálneho a ľubeľského (obr. 1).

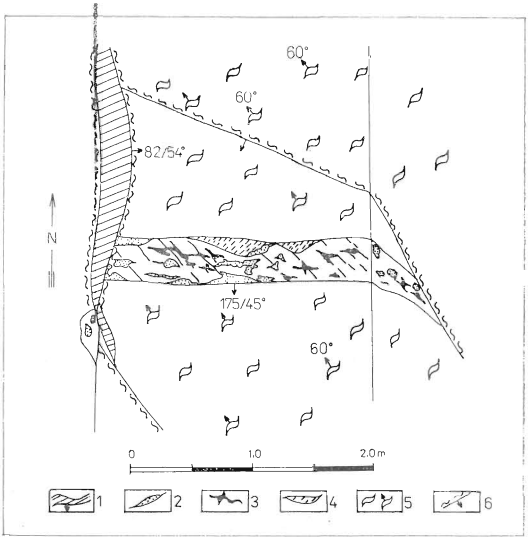
Uvedené bloky sa navzájom odlišujú nielen priestorovou pozíciou, ale hlavne vývojom mineralizácie, litológiou horninového prostredia a zastúpením minerálnych asociácií viazaných na známe rudné telesá žilného a žilníkového typu. Centrálny blok je charakterizovaný úplnou prevahou žíl nad žilníkmi, výrazným zastúpením migmatitov, relatívne nižším stupňom tektonického porušenia hlavného rudného ťahu. Len v tomto bloku sa vyskytujú aj kremenno-scheelitové žily viazané výhradne na migmatity. Ľubeľský blok je typický vývojom žilníkových telies zrudnenia, veľmi zriedkavým výskytom migmatitov a vysokým stupňom tektonického porušenia hlavného rudného ťahu. Nezistila sa tu prítomnosť scheelitovej mineralizácie.

Mineralogicko-paragenetická charakteristika

Mineralizácia na ložisku vznikala v dvoch samostatných mineralizačných etapách. V staršej vznikali vysokotermálne kremenno-pyritové (niekedy so scheelitom) žily, ktorých zastúpenie v ložisku je malé. V mladšej etape vznikala stredne až nízkotermálna hlavná sulfidická mineralizácia v štyroch mineralizačných periódach: pyritovej, antimonitovej, tetraedritovej a barytovej (Chovan, 1979). Staršie kremenno-pyritové žily sa vyskytujú v migmatitoch aj granitoidoch. Žily majú rovnaký generálny smer V—Z, sklon na juh, krátku smernú dĺžku a malé mocnosti (niekoľko cm, zriedkavo dm). Vytvárajú neveľké šošovkovité telesá. Ak sa žily vyskytujú v migmatitoch, často je v nich prítomný scheelit, ktorý sa vyskytuje aj vo forme impregnácií v migmatitoch.

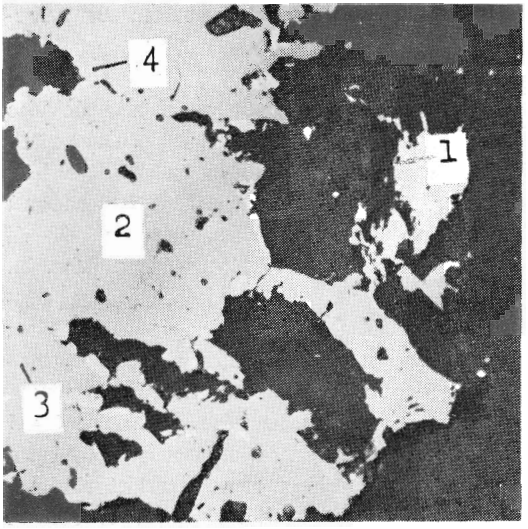
Ložiskovo-mineralogická pozícia Bi minerálov

Najhojnejší výskyt makroskopického bizmutínu s inklúziami tetradymitu sa zistil v štôlni Martin v rudnom revíre Dechtárka (obr. 1) a viaže sa na 0,1—0,3 m mocnú kremenno-pyritovú žilu smeru V—Z (175°/45°) vyvinutú v migmatitoch (obr. 2). Žila je vplyvom mladšej tektoniky segmentovaná do úsekov dĺžky 0,1—2,1 m. Túto žilu presekáva mladšia kremenno-antimonitová žila Tereza, ktorá patrí medzi hlavné antimonitové žily smeru S—J (82°/54°) s priemernou mocnosťou 0,84 m. Opísaný výskyt je veľmi charakteristický a obdobné vzťahy sa zistili na viacerých miestach ložiska.



Obr. 2. Geologická dokumentácia stropu chodby HS-2/s, štôlňa Martin. 1 — kremenno-antimonitová žila, 2 — zhluky pyritu v kremennej žile, 3 — bizmutín, 4 — ílovité minerály, 5 — migmatity s vyznačenou hodnotou foliácie, 6 — dislokácie.

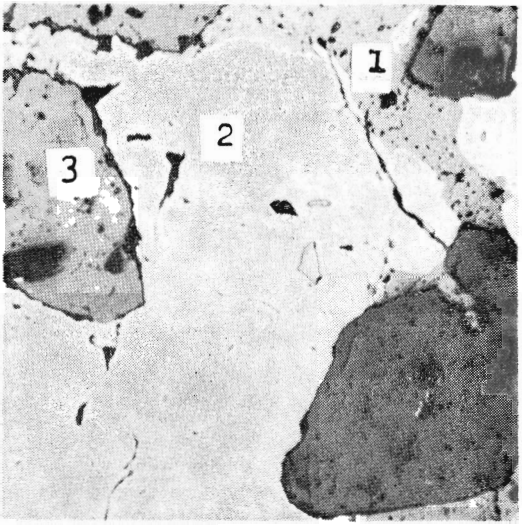
Fig. 2. Geological documentation of the back of HS-2/s gate, the Martin adit. 1 — quartz-antimonite vein, 2 — pyrite accumulations in quartz vein, 3 — bismutite, 4 — clay minerals, 5 — migmatites with marked value of foliation, 6 — dislocations.



Obr. 3. Bizmutín (biely, 1) vystupuje spolu s tetraedritom (sivý, 2) s inklúziami chalkostibitu (stredne sivý, 3) a s lemami chalkopyritu (bielosivý, 4) po okrajoch zŕn. Čierny je kremeň. Nábrus, zv. 130×.

Fig. 3. Bismutite (white, 1) occurs along with tetrahedrite (grey, 2) with inclusions of chalcostibite (medium grey, 3) and with hems of chalcopyrite (white-grey, 4) along the borders of grains. Quartz is black. Polished section, magn. ×130.

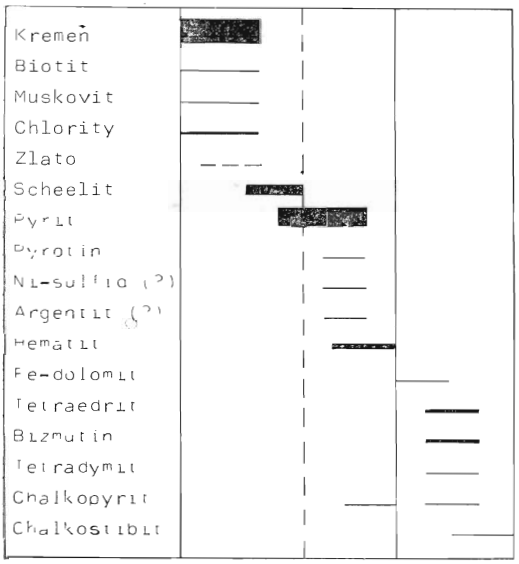
Hlavnou výplňou starších, kremenno-pyritových žíl je mliečnobiely kremeň, miestami sivý až priezračný, značne rozpukaný. Zrná kremeňa majú alotriomorfné obmedzenie bez náznaku idiomorfizmu, undulózne zhášajú. Po okrajoch zŕn sa niekedy vyskytuje rekryštalizovaný kremeň. Štúdiom obsahu stopových prvkov (Chovan, 1979) sa ukázalo, že kremeň z tohto typu žíl je chudobný na prvky viazané na sulfidy, zvýšený je iba obsah bizmutu. Z ďalších nerudných minerálov je prítomný biotit, muskovit, chlority, sericitizované živce, rutil. Pyrit tvorí okolo 10 cm veľké zhluky alotriomorfných zŕn, je silne kataklazovaný. Na základe štúdia typomorfných vlastností pyritu (morfológia kryštálov, obsah stopových prvkov, termoelektrické napätie, typ vodivosti, mikrotvrdosť) sa zistila významná odlišnosť pyritu staršej (scheelitovej) etapy mineralizácie oproti pyritu mladšej, sulfidickej etapy (Ďurža, Chovan, 1981, 1983). Hematit iba ojedinele vytvára väčšie akumulácie. V žile sa zistili zriedkavé zrná scheelitu vo forme impregnácií v kremeni. Bizmutín sa vyskytuje v kremeni, alebo vniká medzi kataklazované zrná pyritu, tetradymit tvorí mikroskopické inklúzie v bizmutíne. Niekedy je bizmutín prerastený tetraedritom, v ktorom sú drobné inklúzie chalkostibitu. Na okrajoch je lemovaný chalkopyritom (obr. 3). Tetraedritový agregát je v žilách najmladší, vniká medzi zrná pyritu a zatláča korodované hypidiomorfné kryštály scheelitu (obr. 4). Zlato vo forme drobných zlatiniek sa zistilo v kremeni. Schéma sukcesie minerálov na kremenno-pyritových žilách je v tab. 1.

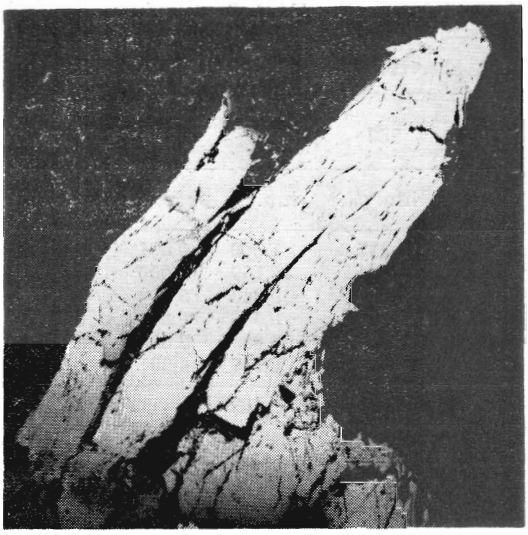


Obr. 4. Tetraedrit (sivý, 1) vniká medzi zrná pyritu (biely, 2) a zatláča korodované hypidiomorfné kryštály scheelitu (tmavosivý, 3). Nábrus, zv. 120×.

Fig. 4. Tetrahedrite (grey, 1) penetrates into grains of pyrite (white, 2) and replaced corroded hypidiomorphic crystals of scheelite (dark grey, 3). Polished section, magn. ×120.

TAB. 1
Sukcesná schéma mineralizácie na kremenno-pyritových žilách
Succession scheme of mineralization on quartz-pyrite veins



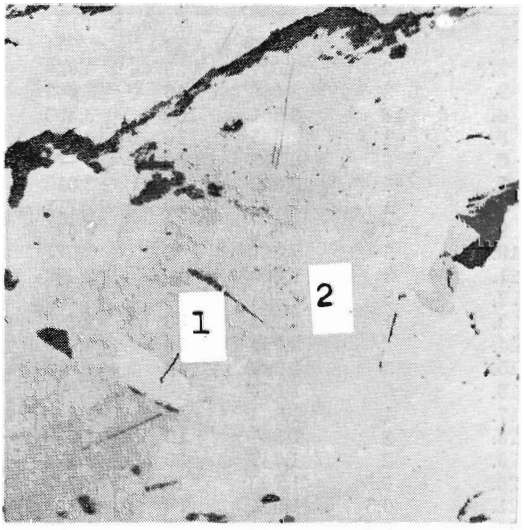


Obr. 5. Hypidiomorfne obmedzené kryštály bizmutínu v kremeni. Nábrus, zv. 20×.

Fig. 5. Hypidiomorphic crystals of bismutite in quartz. Polished section, magn. ×20.

Bizmutové minerály

Bizmutín je zriedkavý, vystupuje v kremeni ako samostatný oceľovosivý minerál, kde vytvára zhluky kryštálov veľkosti do 1 cm. Niekedy ho prerastá tetraedrit. Nepravidelne obmedzené kryštalické agregáty sú tvorené alotriomorfnými, zubovite do seba vrastajúcimi jedincami, drobné ihličkovité kryštály bývajú hypidiomorfne obmedzené (obr. 5). V odrazenom svetle má bielu farbu, odraznosť ako galenit, jasný dvojodraz, výraznú anizotropiu, málo jasné farebné efekty anizotropie sivých farieb. Diagnostické leptanie so štandardnými činidlami ukázalo tieto reakcie: S HNO_3 slabo kypí, černie, ostáva drsný povrch, s $HgCl_2$ vzniká svetlohnedý povlak. S ostatnými činidlami bola reakcia negatívna. Diagnostika minerálu sa potvrdila kvalitatívnou aj kvantitatívnou elektrónovou mikroanalýzou (Jeol Super Probe 733, analytik Krištín) a röntgeno-



Obr. 6. Idiomorfné a hypidiomorfné zrná tetradymitu (sivobiele, 1) v bizmutíne (sivý, 2). Čierny je kremeň. Nábrus, zv. 130×.

Fig. 6. Idiomorphic and hypidiomorphic grains of tetradymite (white-grey, 1) in bismutite (grey, 2). Quartz is black. Polished section, magn. ×130.

TAB. 2

Elektrónová mikroanalýza bizmutínu
Electron microanalysis of bismutite

Čís. vz.	280	255	280	255
	hm. %	hm. %	prepočet na 3 at.	
Pb	0,837	1,300	0,021	0,033
S	18,594	17,159	3,000	3,000
Cu	0,283	0,348	0,023	0,028
Sb	0,381	0,546	0,016	0,022
Bi	82,228	79,689	2,036	2,133
Te	0,013	0,037	0,001	0,005
Spolu	102,336	99,082		

Analyzoval Krištín.

TAB. 3

Rtg práškové difrakčné údaje bizmutínu
X-ray powder diffraction data of bismutite

Por. čís.	1		2	
	I	d (Å)	I	d (Å)
1.	3	5,608	20	5,654
2.	2	5,027	20	5,040
3.	3	3,968	40	3,967
4.	10	3,561	100	3,569
5.	1	3,245	16	3,253
6.	6	3,112	80	3,118
7.	4	2,803	50	2,812
8.	1	2,711	30	2,717
9.	0,5	2,630	18	2,631
10.	5	2,521	40	2,521
11.	2	2,460	10	2,456
12.	3	2,304	20	2,305
13.	1	2,253	30	2,258
14.	2	2,094	10	2,096
15.	3	1,989	18	1,990
16.	6	1,950	40	1,953
17.	1	1,883	25	1,884
18.	2	1,854	16	1,853
19.	2	1,737	35	1,739
20.	0,5	1,702	12	1,703
21.	0,5	1,681	4	1,680
22.	0,5	1,554	8	1,552
23.	2	1,480	18	1,4809

1 — údaje z ložiska Dúbrava, 2 — etalónové údaje podľa Selected powder... (1974). Analyzované na prístroji Mikrometa II (žiarenie CuK, filter Ni, 10 mA, 3 OKV) v GP Spišská Nová Ves, analytik Hricová.

TAB. 4

Elektrónová mikroanalýza tetradymitu
Electron microanalysis of tetradymite

Čís. vz.	280	255	280	255
	hm. %	hm. %	prepočet na 3 at. Te + S	
Pb	0,000	0,290	0,000	0,007
S	4,660	4,175	1,044	0,985
Cu	0,019	0,025	0,002	0,003
Sb	0,395	0,139	0,023	0,007
Bi	61,371	59,131	2,109	2,145
Te	34,765	33,932	1,956	2,016
Spolu	101,210	97,694		

Analyzoval Krištín.

metricky. Výsledky kvantitatívnej elektrónovej mikroanalýzy sú v tab. 2.

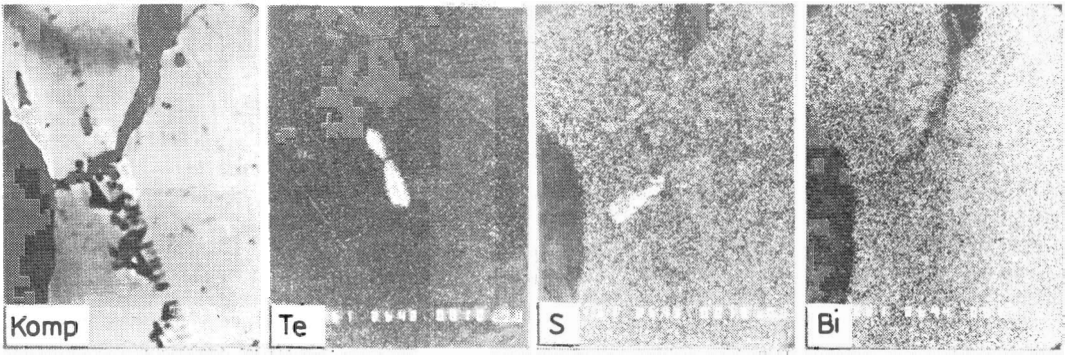
Získané údaje röntgenometrickej analýzy (tab. 3) dobre zodpovedajú etalónovému röntgenogramu bizmutínu (Selected powder..., 1974).

Identifikácia bola doplnená meraním mikrotvrdosti na prístroji Reichert MeF, kde sme získali hodnoty VHN_{50} v rozmedzí 70,3—210 kg/mm^2.

Tetradymit vystupuje vo forme hypidiomorfných tabuľkovitých kryštálov veľkosti do 40μ m a vytvára inklúzie v bizmutíne (obr. 6, 7). V odrazenom svetle je biely, má vyššiu odraznosť ako bizmutín, výraznú anizotropiu, slabý dvojodraz. Identifikácia tetradymitu bola potvrdená kvantitatívnou elektrónovou mikroanalýzou, výsledky sú v tab. 4.

Záver

Bizmutín s inklúziami tetradymitu sa zistil v kremenno-pyritových žilách so scheelitom, ktoré sú lokalizované v migmatitoch. Výskyty bizmutínu a scheelitu sú známe iba v centrálnom bloku ložiska. Ostatné Bi minerály — horobetsuit, Pb-Sb-Bi sulfosoli — opísané z tohto lo-



Obr. 7. Distribúcia prvkov v bizmutíne a tetradymite zistená elektrónovou mikroanalýzou. Zv. 860×. 2641 — kompozícia, 2642 — distribúcia Te, 2643 — distribúcia S, 2644 — distribúcia Bi.

Fig. 7. Distribution of elements in bismutite and tetradymite ascertained by electron microprobe analyser. Magn. ×860. 2641 — composition, 2642 — distribution of Te, 2643 — distribution of S, 2644 — distribution of Bi.

žiska vznikali v tretej — tetraedritovej perióde mineralizácie.

Bizmutín a tetradymit vytvárajú spolu s tetraedritom, chalkopyritom a chalkostibitom minerálnu paragenézu mladšiu ako kremeň, scheelit a pyrit a v kremenno-pyritových žilách sú najmladšie.

Bizmutín a tetradymit, prípadne ďalšie Bi minerály sú v kryštaliniku tatroveporika zriedkavé, ale významne dopĺňajú asociáciu minerálov scheelitovej mineralizácie. Bizmutín, tetradymit a telurobizmutit sa vyskytuje v kremenno-scheelitových žilách v Jasení-Kyslej (Ilavský et al., 1980; Beňka, Suchý, 1983), bližšie neurčené sekundárne minerály Bi (russellit ?, pucherit ?, russeweltit ?) sa zistili v šlichoch zo scheelitovej anomálie pri Čiernom Balogu (Chovan, 1971). Mineralogicko-geochemickými vyhľadávacími prácami v tatroveporiku sa zistilo, že Bi je sprievodný prvok scheelitovej mineralizácie v sekundárnej geochemickej aureole rozptylu (Hvožďara, 1985). Opísaný výskyt v ložisku Dúbrava umožňuje lepšie pochopiť paragenetický význam minerálov bizmutu aj na niektorých iných výskytoch v Západných Karpatoch.

Literatúra

Beňka, J., Suchý, Š. 1983: Mineralogická charakteristika volfrámového zrudnenia v Kyslej pri Jasení. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v N. Tatrách. Bratislava, GÚDŠ, 71—85.*

Čillík, I., Hvožďara, P., Michálek, J. 1979: Scheelit v antimonitovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. *Miner. slov., 11, 311—326.*

Ďurža, O., Chovan, M. 1981: Termoelektrické napätie pyritu z ložiska Dúbrava. *Miner. slov., 13, 185—190.*

Ďurža, O., Chovan, M. 1983: Fyzikálne a chemické vlastnosti pyritu z Sb ložiska Dúbrava. *Geol. Průzk., 4, 105—107.*

Hvožďara, P. 1985: Výsledky šlichovej prospekcie vo veporidnom kryštaliniku. *In: Akcesorické minerály. Bratislava, GÚDŠ, 125—131.*

Chovan, M. 1971: Ťažké minerály z oblasti masívu Hrončok (veporidy). *Geol. Práce, Spr., 56, 143—161.*

Chovan, M. 1979: Mineralógia antimonitového ložiska Dúbrava. *[Kand. dizertačná práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 156 s.*

Ilavský, J. et al. 1980: Ložiská scheelit-zlatonosnej formácie pri Jasení (Nízke Tatry). *In: Hornická Příbram ve věde a techn., sek. geol., 165—177.*

Koděra, M. et al. 1986: Topografická mineralógia Slovenska, I. *Bratislava, Veda, 577 s.*

Selected powder diffraction data for minerals, 1974: Data book. *Philadelphia, 833 s.*

Bismutite and tetradymite on the Dúbrava Sb deposit, Middle Slovakia

The Dúbrava antimonite deposit is situated in the northern part of the Ďumbier crystalline complex in the Low Tatras Mts. Variscan granitoides with interbeds of migmatites, which represent relicts of crystalline complex, are surrounding rocks. The main lode is represented by a system of vein structures with the N—S general strike. The deposit is divided by the transverse fault into two blocks — central block and the Ľubeľská block respectively (Fig. 1).

The mineralization originated during two stages. During the first, older stage, quartz-pyrite veins were formed. Scheelite and new ascertained bismutite and tetradymite are present on these veins, if they occur in migmatites. Sulphide mineralization, originated during the second stage in four periods: pyrite, antimonite, tetrahedrite and baryte period respectively.

The most abundant occurance of macroscopic visible bismutite is bound on quartz-pyrite vein of the E—W strike, which is cut by younger quartz-antimonite vein of the N—S strike (Fig. 2). Bismutite forms crystalline aggregates of 1 cm size in quartz or penetrates between kataclased grains of pyrite. Sometimes bismutite intergrowth with tetrahedrite, in which small inclusions of chalcostibite occur. Bismutite is skirted by chalcopyrite (Fig. 3). Tetradymite forms inclusions in bismutite. These inclusions reach 4 μm size (Fig. 6, 7). The succession on quartz-pyrite veins is the following: quartz, biotite, muscovite, chlorites, sericitized feldspars, scheelite, pyrite, pyrrhotite, Ni-sulphide (?), chalcopyrite I, argentite, haematite — tetrahedrite, bismutite, tetradymite, chalcopyrite II, chalcostibite. The position of gold in this succession is not known. Bismutite has been identified optically in reflected light, by electron microprobe analyser (Tab. 2), by X-ray apparatus (Tab. 3), the values of microhardness are between 70,3—210,0 kg/mm^2. Tetradymite has been identified optically in reflected light and by electron microprobe analyser (Tab. 4).

The occurances of bismutite and tetradymite on quartz-pyrite veins with scheelite are known only from the central block of the deposit. Other Bi-minerals — horobetsuite, Bi-jamesonite — kobellite are more abundant and they originated during younger stage in the tetrahedrite mineralization period. Bismutite and tetradymite, or other Bi-minerals, are rare in the crystalline complex of Tatroveporicum of the West Carpathians, but they supplement significantly the mineral assemblage of scheelite mineralization. Bismutite, tetradymite and tellurobismutite occur on quartz-scheelite veins in the Kyslá-Jasenie area (Havský et al., 1980; Beňka and Suchý, 1983), secondary Bi-minerals have been ascertained in heavy-mineral concentrates from scheelite anomaly near Čierny Balog (Chovan, 1971), Bi is a concurrent element of the scheelite mineralization in secondary geochemical halo (Hvoždara, 1985).

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 169—178*

SÚHRNNÝ REFERÁT

Walkerova hypotéza o vzniku měsíční a zemské kůry seriálním magmatismem

MARIE PALIVCOVÁ

Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8 — Libeň

Doručené 15. 6. 1987

Гипотеза Волкера о возникновении лунной и земной оболочки сериальным магматизмом

В работе представлены основные идеи гипотезы Волкера о строении лунной и земной оболочки сериальным магматизмом, некоторые из них коротко коментируются.

Walker's hypothesis of lunar and earth's crust formation

Substantial ideas from Walker's hypothesis of lunar and earth's crust formation by serial magmatism are presented here and some of them briefly commented.

Po dvanáctiletém výskumu posoudil Walker (1983) dosavadní hypotézy o vzniku měsíční kůry a zdůvodnil hypotézu o jejím vzniku tzv. seriálním magmatismem.* Model byl rozšířen i na zemskou kůru, z níž byl ostatně odvozen, a lze jej s velkou pravděpodobností aplikovat i na ostatní planety zemské skupiny. Jde o hypotézu, která je na rozdíl od dosavadních podstatně bližší a srozumitelnější běžným geologickým představám a zkušenostem. Navíc je formulována srozumitelně a s přehledem.

Autor se pokusil odstranit vžitou představu o rozdílné tvorbě měsíční a zemské kůry, reprezentovanou dvěma odlišnými teoriemi: teorií o tuhnutí magmatického oceánu a teorií o okrajovém deskovém vulkanismu (autorovými slovy „crust-formation-by-magma ocean-solidification" a „crust-formation-by-plate-margin-volcanism"). Dovozuje, že hlavní rozdíl není v mechanismu tvorby kůry, ale v měřítku časovém. Na proces tvorby měsíční kůry se autor dívá jako na „pokračující historii"

* Seriálním magmatismem se rozumí magmatismus, který vytváří horninové série, tj. řady (asociace) petrogeneticky příbuzných „komagmatických" hornin; horniny jedné série lze obvykle odvodit z jednoho magmatického zdroje.

tvorby kůry na Zemi. Zatímco pro měsíční kůru autor teorii magmatického oceánu odmítá, nevylučuje určitou úlohu magmatického oceánu v tvorbě zemské kůry.

Walkerova stať zasluhuje, aby se o ní podala hlubší informace. Výtah z ní v tomto článku je doplněn některými autorčinými poznámkami, které hypotéza vyvolává, zejména k posledním úvahám o zemském magmatickém oceánu.

Dosavadní hypotézy o vzniku měsíční kůry

Jsou tři hlavní modely jejího vzniku:

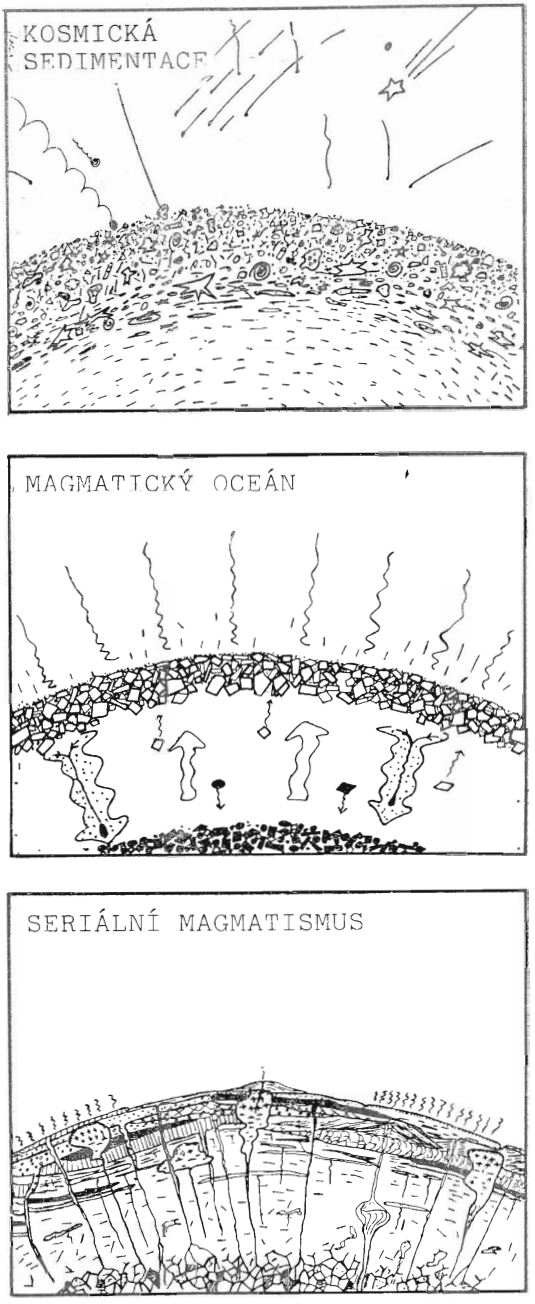
1. model kosmické sedimentace, tj. akumulace kosmických částic v pozdním stádiu akrece,

2. model globálního magmatického oceánu, pravděpodobně v pozdních stádiích akrece, v němž měsíční kůra vznikala flotací,

3. model vulkanických a plutonických sérií hornin, které následně a střídavě extrudovaly a intrudovaly po dobu prvých několika málo miliónů let měsíčního vývoje.

Tři základní modely vzniku měsíční kůry jsou znázorněny na obr. 1. V každém modelu je struktura kůry odlišná. Autor to dokumentuje na interpretaci vrstevnatosti měsíčních hornin. která je výrazně patrna v oblasti Apolla 15 na lokalitách Silver Spur a Hadley Delta. V prvém případě (obr. 1a) by vrstevnatost byla akreční, s nejmladšími vrstvami na povrchu. V druhém případě (1b) jde o kumulativní magmatickou vrstevnatost, s nejstaršími horninami na povrchu a mladšími v hlubších zónách. Ve třetím případě (1c) jde o sérii tzv. hlinitých bazaltů, snad přeložených deskovitými vyvrženinami („ejecta blankets") a ložními žilami. V tomto případě stratigrafie nemusí být souhlasná se stářím hornin.

Petrologický a geochemický, zejména geochronologický výzkum měsíčních vzor-



Obr. 1. Schema hlavních hypotéz tvorby měsíční kůry podle Walkera. Podrobněji viz text. Kosmická sedimentace — 1a; Magmatický oceán — 1b; Seriální magmatizmus — 1c.

ků ukázal, že žádná z teorií sama o sobě není dostatečným vysvětlením. Tak např. magmatický oceán nemůže charakterizovat celou historii kůry, protože evidentně existoval rovněž mladší, „seriální" magmatismus. Podobně seriálním magmatismem se objasňuje vytváření kůry, nikoli původ materiálu, a jeho předpokladem je tvorba planety, tedy podle autora patrně kosmická sedimentace.

Model kosmické sedimentace byl vypracován už Ureym (1952). Jeho základem byl nepravidelný tvar Měsíce a nestejný moment setrvačnosti podle různých měsíčních os. Urey proto došel k závěru, že Měsíc musil být chladný, aby jako rigidní mohl snášet směrný tlak, vznikající v důsledku nestejnoměrné distribuce hmoty. Četné krátery na povrchu Měsíce jsou v tom případě památkou po prvotní akreci a dokladem toho, že pozdějšími vlivy byl málo rozrušen. Velké kruhové měsíční mořské bazény jsou nejspíše následky katastrofických událostí v posledních stádiích akrece. Vulkanické horniny zalévající měsíční moře jsou impaktního původu a jsou svědky „zhoubných vlivů" impaktních procesů i na vnitřní části planety. Kůra je v tom případě odpadištěm kosmických trosek, které se akumulovaly v posledních stádiích akrece.

Avšak výsledky prvních letů na Měsíc ukázaly, že Měsíc je všechno jiné, jen ne nediferencovaná hmota, a že tedy model kosmické sedimentace vyžaduje revizi.

Revizi provedli Wood et al. (1970), též Smith et al. (1970), a to hned po prvém získání vzorků z Apolla 11, a vytvořili *model měsíčního magmatického oceánu*, který byl vypracován na základě poznatků o chemismu, petrologii, geochronologii a fyzikálních vlastnostech regolitu a jeho hornin. Svrchní obal tělesa byl podle této hypotézy do hloubky několika prvých stovek kilometrů současně s akrecí roztaven a formován procesem magmatické kumulace podle hmotnosti materiálu. Vytvořily se rozsáhlé série kumulativních krystalických hornin. Lehčí, plagioklasem bohaté živcové kumuláty vytvořily flotační kůru a těžší, komplementární, olivín-pyroxenové kumuláty se usazovaly naspodu oceánu uvnitř Měsíce. Všechen později akretovaný materiál musel procházet touto obrovskou nádrží. Kůra je tedy v této představě diferencovaná, vzhůru stoupající nečistá pěna magmatického systému, vytvořená „v orgiích" prvotního tavení.

Předností této hypotézy byla možnost komplementárního výkladu vzniku hornin živcové měsíční kůry a mladších mořských bazaltů, které měly svůj zdroj ve spodních kumulátech s Fe a Mg. Model se opíral v prvé řadě o výrazné rozdíly mezi pozitivními anomáliemi obsahu Eu v anortozitech a jeho negativními anomáliemi v mořských bazaltech. Tuto hypotézu později rozpracovala řada autorů, mj. i Walker sám (např. Walker et al., 1973), Taylor (1982) aj., nejpodrobněji Taylor, Jakeš (1974), a sloužila pak celých 12 let. Během této doby se však nahromadila řada skutečností, které sice nevyvracely akreci, ale vedly k pochybnostem o modelu magmatického oceánu.

Někteří autoři hledali současně s Walkerem řešení v modelu částečně roztaveného magmatického oceánu (Shirley, (1983), jiní poukazovali na existenci magmatických sérií hornin, o kterých předpokládali, že intrudovaly nebo se vytvářely v dílčích krbech magmatu intrudujícího do starších hornin kůry (anortozitů), vzniklých z magmatického oceánu (zejména James, 1982; Warren et al., 1981 aj.).

Walker, ačkoli patřil se spoluautory k zastáncům modelu magmatického oceánu, se pod tlakem nových údajů odhodlal tento výklad vývoje měsíční kůry opustit. Velmi opatrně, řekla bych, že i nerad, a místy až „ekvilibristicky", se vyjadřuje o tom, proč je model magmatického oceá-

nu třeba nahradit. Neodsuzuje jej však, ale pouze odsunuje do pozadí. Tím si také nechává otevřené dveře pro některé problémy vývoje zemské kůry (viz dále), které si dnešní obecně přijímanou geotektonickou hypotézou deskové tektoniky nedovede vysvětlit. Stojí za to uvést doslova autorovu formulaci: „Model magmatického oceánu nahradil model kosmické sedimentace proto, že frakcionace a složitost měsíčních vzorků nepochybně ukázala, že pevninskou kůru vytvořilo něco víc než jen akrece. Nové objevy v žádném případě akreci nevyvrátily; ukázaly jen, že to není celá historie. Právě tak dvanáct let objevů další frakcionace a složitosti lunární kůry vyvolalo údiv a pochybnosti, je-li model magmatického oceánu dostatečný. Následující dvě kapitoly podávají přehled těchto pochybností a formulují alternativní model. Fakt, že model magmatického oceánu není schopen vysvětlit dosavadní údaje, tedy nedokazuje, že by byl špatný, ukazuje jen, že není nezbytný. Shrnuto tedy, magmatický oceán není vyvrácen (rozumí se: novou teorií; pozn. autorky) o nic více, než byla akrece nástupem teorie magmatického oceánu".

„Je však třeba poznamenat, že připisovat hlavní úlohu v tvorbě měsíční kůry magmatickému oceánu by bylo nápadnou anomálií ve vztahu k tvorbě kůry na Zemi a na eukritovém mateřském tělese (hypotetická diferencovaná planeta, poskytující meteority eukritového, tj. v podstatě bazaltického složení; termínu „eukrit" používají někteří petrografové pro gabro tvořené pyroxenem a anortitem; pozn. autorky). Základním činitelem vytvářejícím kůru je v obou případech konstruktivní magmatismus. Země průběžně vytváří a recykluje kůru vulkanismem a plutonismem v okrajích litosférických desek. Eukritová mateřská planeta se podle Stolpera (1977) pokryla kůrou bazaltické lávy vzniklé parciálním tavením téměř současně s tvorbou planety. V žádném z těchto případů není tedy magmatický oceán „korotvorným" činitelem. Magmatický oceán se proto považuje za nedostatečnou, patrně ne nezbytnou a nezvratnou hypotézou o tvorbě planetární kůry. Následující kapitoly ukazují, že složitý eruptivní a plutonický vulkanismus měl hlavní podíl na tvorbě lunární kůry, bez ohledu na to, zda k tomu přispěl i dřívější magmatický oceán, zastřený tímto procesem."

Domnívám se, že k této pasáži není co dodat, snad jen připomenout, že autor nehovoří o plutonismu, ale plutonickém vulkanismu, tedy, přeloženo do běžnější geologické terminologie, o subvulkanických intruzích.

Hlavní slabiny hypotézy o magmatickém oceánu jsou podle Walkera tyto:

Předně je to otázka (autor ji označuje za největší záhadu měsíčního vývoje), jak mohly být nalezeny „těžké" produkty tuhnutí, tj. kumuláty bohaté olivínem, jestliže hloubka magmatického oceánu dosahuje několika set kilometrů, kdežto hloubka exkavace (tj. „vydolování" materálu na povrch impaktním procesem) se u největších (tzv. gigantických) kráterů pohybuje v desítkách kilometrů.

Ale stejně těžké je představit si v prostředí flotační kůry štěrbinu (dutinu), která by umožnila, aby se malé množství rychle tuhnoucího magmatu diferencovalo na svůj vlastní dunit a troktolit v natolik vysoké úrovni kůry (představa Jamesové, 1980; pozn. autorky), aby je bylo možno sbírat na povrchu.

Dalším problémem je celkový petrografický charakter kůry. Ten není anortozitický, jak by odpovídalo hypotéze magmatického oceánu, ale je noritický, s větším nebo menším obsahem živcové složky. Kromě toho, což je daleko horší, některé z hornin paralelizované s předpokládaným složením kůry nemají pozitivní anomálii

obsahu Eu,* „základní kámen" komplementární tvorby mořských bazaltů. Z řady prací dále vyplývá, že původní měsíční kůra byla heterogenní laterálně, což rovněž hypotézu o magmatickém oceánu nepodporuje. Seizmické údaje podle Liebermanna, Ringwooda (1976) rovněž potvrzují, že složení kůry je spíše noritické než anortozitické.

V modelu magmatického oceánu by měsíční kůra měla být tvořena komagmatickou, monogenetickou sérií hornin. Avšak řada autorů uvádí petrologické, geochemické i geochronologické doklady o tom, že pevninské měsíční horniny ani nejsou komagmatické, ani nemají společnou genezi, ani stejné geologické stáří (zejména Warren et al., 1981; James, 1982). Za základní kumulátové horniny magmatického oceánu jsou pokládány anortozity, označené jako FAN (ferroan anorthosites) pro zvýšený obsah Fe mezi minoritními prvky. Naproti tomu většina ostatních hornin tzv. skupiny ANT (anortozit — norit — troktolit), považované za základní sérii pevninských kumulátových hornin, odpovídá hořečnaté sérii. Tyto dvě série nelze geneticky spojovat. James (1982) předpokládá, že mladší, hořečnatá série intrudovala do původní kůry FAN a vytvářela v ní samostatné lokální krby s vlastní akumulací. Walkerova reakce na tuto představu byla uvedena výše.

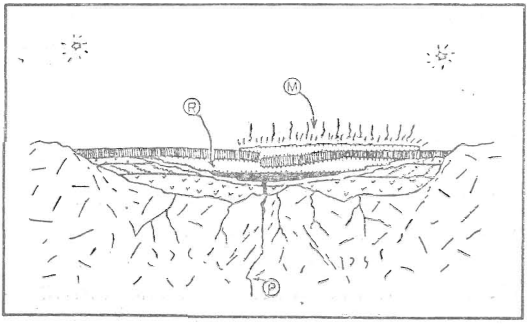
Walker tedy uzavírá, že je nutno vyvodit závěr, že magmatický oceán neprodukoval všechny pevninské horniny. V měsíční kůře existují i jiné raně magmatické produkty.

Walkerova hypotéza

Model seriálního magmatismu, tj. tvorby kůry řadou magmatických intruzí a extruzí už v rané historii Měsíce, shora uvedené nedostatky předešlé hypotézy odstraňuje. Walker pak podrobně rozebírá důvody, proč model seriálního magmatismu vyhovuje lépe než model magmatického oceánu. Podrobně se zabývá problémem anomálie obsahu Eu v měsíčních i pozemských bazaltech. Ukazuje, že komplementární anomálii, i když ne tak výraznou, mají i pozemské horniny, mladší platóbazalty a starší anortozitové masívy. Přesto tato anomálie nevedla k závěru, že by tyto horniny měly být komplementární a pocházet z magmatického oceánu. Důvodem je skutečnost, že platóbazalty mají v petrologických diagramech plagioklas buď blízko likvidu nebo přímo na něm, a je tedy nutno předpokládat, že jejich anomálie obsahu Eu byla získána během frakcionace v mělkých krbech; její příčina tedy není ve zdrojovém materiálu. Obdobnou možnost vzniku by bylo třeba prověřit i u měsíčních bazaltů. Tím by základní argument — komplementárnost anortozitických a bazaltických hornin co do anomálie obsahu Eu — zcela odpadl.

Podrobně se zabývá autor též problémem frakcionace mořských bazaltů ve srovnání s novými výzkumy bazaltů MORB (mid-ocean rift basalts). Rozebírá otázku, zda tyto bazalty MORB jsou monolitologické (jak se domníval v r. 1965 Engel), či zda mohly vznikat v lokálních, dlouho roztavených magmatických krbech v menších hloubkách. Ukazuje složitosti spojené s frakcionací klinopyroxenu a podtrhuje význam hustot reziduálních roztoků při frakcionaci. Model Hupperta,

* Měsíční anortozity (podobně i další anortitem bohaté horniny) vykazují nápadně zvýšený, „pozitivní" obsah europia ve srovnání s ostatními prvky vzácných zemin (jsou-li tyto obsahy normalizovány k chondritům, tj. meteoritům, pokládaným za prototyp prvotního složení hmoty ve sluneční soustavě); měsíční mořské bazaltické horniny naopak vykazují zřetelně nižší obsahy tohoto prvku ve srovnání s ostatními prvky vzácných zemin. Podrobnější informace v naší literatuře viz in Bouška et al.: Geochemie, nakl. Academia, Praha 1980.



Obr. 2. Walkerova představa o frakcionaci magmatického krbu v měsíčním mořském bazénu. Primitívní magma P sa udržuje pod reziduálním magmatem R v důsledku své větší hustoty. Trhliny v krbu mohou vést k erupci smíšených magmat M vzniklých z P a R.

Sparkse (1980) pro pozemské bazalty lze aplikovat i na mořské Ti-bazalty. Tento model předpokládá míšení frakcionovaného magmatu, resp. jeho reziduálních roztoků, s novou dávkou magmatu, vystoupivší po téže dráze ještě dříve, než původní magma utuhlo. Pro existenci dlouho žhavých magmatických krbů setrvávajících na místě svědčí rychlosti efúzí, náhlé „protržení krbu" a ohromné objemy láv jak v měsíčních mořích (Mare Imbrium či Procellarum), tak v pozemských platóbazaltech. V takových krbech jsou i podmínky pro vznik anomálie Eu. Autor připomíná vulkanologickou hypotézu O'Hary (1968, 1977, též O'Hara et al., 1970, 1975), který v diskusii o vzniku bazaltů trvale obhajoval složitou nízkotlakou frakcionaci jako hlavní proces petrogeneze pozemských i měsíčních bazaltů.

Pro pozemské geology jsou pak nejzajímavější dvě poslední kapitoly, kde se autor zamýšlí nad *rozdíly v objemech zemské a měsíční kůry* a hledá pro ně vysvětlení z hlediska seriálního magmatismu. Zemská kůra odpovídá méně než 1 % zemského pláště, zatímco měsíční více než 10 % objemu Měsíce. Tyto proporce jsou v rozporu s představou, že objem kůry je určitým indexem rozsahu planetární diferenciace. Měsíc byl tedy ochotnější k diferenciaci a produktivnější v tvorbě kůry. Jeho kůra byla prakticky zcela hotová před 3,9 AE (aeon = 1 miliarda let), zatímco zemská kůra této doby je předmětem rozsáhlých dohadů.

Uvedená rozpornost zvlášť překvapuje proto, že zdroje energie pro diferenciaci, a tedy i tvorbu kůry, byly na Zemi podstatně mohutnější než na Měsíci. Byl-li tedy Měsíc dostatečně horký pro to, aby se mohl diferencovat, tím spíše tomu tak bylo na Zemi.

Tento nedostatek zemské kůry nelze podle Walkera zdůvodnit ani rozdíly v původním složení těles, ani stravováním kůry v tektonických procesech. V teorii deskové tektoniky je oceánská kůra stravována, ale je také ve srovnatelné míře vytvářena. Recyklace těchto procesů nemůže být dostatečným vysvětlením. Problém není jen v celkovém objemu kůry, ale především též v rychlosti tvorby kůry. Země produkuje podle Walkera kůru 10× pomaleji než Měsíc, totiž 1 % za $^1/_2$ miliardy let oproti 10 % za $^1/_2$ miliardy let.

Walker pak hledá mechanismus, který by mohl uvedené rozdíly v objemu i rychlosti tvorby kůry objasnit. Domnívá se, že jej lze nalézt v hustotních vztazích magmatických silikátových roztoků a koexistujícího vykrystalovaného plášťového materiálu. Vychází z výzkumů Stolpera et al. (1981); podle tohoto autora vyšší stlačitelnost silikátových tavenin vůči krystalům vede k tomu, že hustotní kontrast mezi bazickým roztokem a koexistujícími krystaly je tím menší, čím je větší tlak. Při tlacích přibližujících se 50 kb může mít parciální tavenina plášťového složení větší hustotu než reziduální olivín či pyroxen. Roztok vzniklý parciálním tavením v hloubkách přibližně 150 km je tedy příliš stlačen a příliš hustý, než aby mohl

stoupat, a zůstává proto vměstnán v diferencované eruptivní kůře. Větší rozměry Země a vyšší tlakový režim tedy potlačují tvorbu kůry, zatímco Měsíc je příliš malý (maximální tlak v centru je přibližně 47 kb), takže stlačení taveniny představuje jen malou překážku pro její extrakci z větší části měsíční hmoty.

Deficit objemu zemské kůry není tedy výsledkem dynamické recyklace v deskové tektonice, ale je důsledkem tlaků uvnitř Země. Autor pak vyvozuje, že neschopnost příliš hluboko pohřbené taveniny pronikat k povrchu musela vést ke vzniku magmatického oceánu v důsledku její vlastní stlačitelnosti. Hovoří proto o *návratu magmatického oceánu*" v pozemských podmínkách, zatímco pro Měsíc jej odmítá. Jedním z výrazně příležitostných průniků takového pohřbeného oceánu blíže k povrchu a tedy i jeho důležitým dokladem, může podle autora být komatiitový (tj. ultrabazický, olivínem bohatý) vulkanismus v archaických pásmech zelených břidlic. Je totiž obtížné přijmout teploty tavení pro komatiity (více než 1650 °C) bez předpokladu, že byla natavena podstatná část pláště. Shora uvedené hustotní vztahy představují tedy mechanismus pro stabilizaci taveninové vrstvy v hloubce. Teploty tavení komatiitů lze považovat za doklad, že starý, pohřbený zemský magmatický oceán mohl existovat — nejprimitivnější komatiity představují podle Walkera „vzorek" tohoto oceánu. Tento model raného magmatického oceánu má mnoho společného s modelem Andersonovým (1979, 1981). Rozdíl je v tom, že v Andersonově modelu materiál přechodné zóny v zemské kůře velmi rychle tuhnul a stabilizoval se jako eklogitová zóna, zatímco v modelu Walkerově mohla být přechodná zóna v taveninovém stavu a stabilizovala se nejdříve v archaiku v důsledku své stlačitelnosti.

Překážka v podobě stlačené zóny, která zabraňovala vzniku kůry, byla na druhé straně činitelem prodlužujícím diferenciaci Země, protože zachycovala nadbytek tepla. Srovnáme-li tři následující tělesa, na eukritové planetě byla podle Walkera diferenciace bleskovým procesem, na Měsíci dosti rychlým, a na Zemi dosud pokračuje. Na otázku, zda Země může dosáhnout mocnosti kůry srovnatelné s měsíční, odpovídá autor záporně. Projevy zemské diferenciace by měly být zřetelnější ve vnitřní vrstevnaté stavbě Země než v produkci kůry.

Předložený Walkerův model nemá tedy za cíl „potlačit význam měsíčního magmatického oceánu, ale naopak přičíst důležitou roli ve vývoji Země magmatickému oceánu pohřbenému v důsledku své stlačitelnosti v poli vyšší zemské gravitace".

Potud Walker. Řada autorů potvrdila dalšími novými výzkumy současně s Walkerem nebo i po vyjití jeho stati variabilitu hornin měsíční kůry, kterou nelze směstnat do jednoho vývojového petrogenetického cyklu. Takového charakteru jsou např. petrologické práce Jamesové, Flohrové (1983), Lindstromové (1984), Lindstromové et al. (1984) o horninách pevninské kůry, Shervaise et al. (1984, 1985) o mořských bazaltech, Laula (1986) o pevninských horninách z Apolla 12 aj. Poukazuje se na měsíční původ antarktického meteoritu, který naznačuje ještě větší rozmanitost magmatických sérií, než se dosud předpokládalo (Goodrich et al., 1984). Ukazuje se, že většina hornin měsíční kůry má variety jak v hořečnaté, tak i železnaté řadě. Walkerův model vyvolává i větší pozornost k pozemským horninám anortozitických komplexů [např. Salpas, Haskin (1983), Longhi, Ashwal (1985), Ryder, Spettel (1985)] a poukazuje na nutnost dalšího srovnávacího výzkumu s pozemskými horninami. Že pochybnosti o modelu měsíčního magmatického oceánu dozrávaly současně, o tom svědčí v témže

roce publikovaná hypotéza o „částečně nataveném" magmatickém oceánu (Shirley, 1983). Že však diskuse bude pokračovat, toho dokladem jsou závěry Davise, Spudise (1985) z vyhodnocení orbitálních geochemických dat, nasvědčující vzniku petrologických provincií na Měsíci spíše frakcionací plagioklasu než seriálním magmatismem. Podobně uvažuje Delano (1986) na základě studia primitivních (vulkanických) skel.

Závěrem shrnuji několik vlastních poznámek. Ani Walkerova hypotéza o vzniku kůry seriálním magmatismem neobjasňuje vznik ani měsíční, ani zemské kůry bez problémů. Autor si je dobře vědom základního nedostatku jakéhokoli modelu vzniku měsíční kůry, totiž nepřímého regionálního geologicko-petrografického výskumu. Hovoří proto o tvorbě, nikoli o vzniku kůry. Příčinu vzniku magmatických sérií v zemské kůře spojuje s deskovou tektonikou. Z článku je však patrno, že k představě o původu a vývoji magmatických sérií není snadné se propracovat ani v pozemských podmínkách.

Walkerův model tedy zobrazuje mechanismus tvorby kůry poté, kdy už planeta měla natolik zpevněnou povrchovou slupku, že do ní nebo jí mohlo magma pronikat. Planeta se však musila dříve diferencovat, aby se na ní mohl vyvíjet seriální magmatismus. V tom měla hypotéza měsíčního globálního magmatického oceánu značnou výhodu, neboť vysvětlovala zároveň mechanismus diferenciace velké části Měsíce. Walkerovi se však podařilo přesvědčivě ukázat, že z magmatického oceánu měsíční magmatické série objasnit nelze. Měsíční magmatické horniny vytvářejí obdobné série, jaké jsou známy na Zemi. Na Zemi vznikaly opakovaným procesem, který „navršil" geologicky dostupnou kůru z izolovaných nebo podle trhlin nahromaděných lokálních, dlouho žhavých magmatických krbů, jejichž existenci dokazují geofyzikové. Zda něco z prvotní slupky předcházející seriálnímu magmatismu zůstalo v těchto — řečeno Walkerovými slovy „orgiích magmatismu" ušetřeno, zůstává pro úvahy příštích generací geologů nadále tajemstvím. Dohlédnout prozatím můžeme pouze tam, kam nám to dovolují magmatické horninové série, tedy produkty seriálního magmatismu, na Zemi stejně jako na Měsíci.

Ačkoli se Walker problémem diferenciace planetárních těles blíže nezabývá, nemůže se mu vyhnout v úvahách o příčinách rozdílné mocnosti měsíční a zemské kůry. Na rozdíl od Měsíce řeší tento problém v rané historii Země pomocí magmatického oceánu komatiitového složení. V předpokládané existenci tohoto globálního oceánu, pohřbeného v důsledku stlačitelnosti taveniny, hledá vysvětlení menší mocnosti kůry a intenzívnější diferenciace Země. Vznik komatiitů je však podle názoru autorky tohoto příspěvku obecnou otázkou vzniku a příčin vzniku vulkanických hornin, nikoli dokladem existence globálního magmatického oceánu. Přijmeme-li např. hypotézu o vzniku vulkanických hornin v souvislosti s hlubinnou zlomovou tektonikou a předpoklad, že některé hlubinné zlomy mohly dosahovat do značných hloubek a být i příčinou lokálního natavení v důsledku snížení napětí (srv. např. in Šťovíčková, 1973), pak komatiitový argument pro pohřbený globální magmatický oceán odpadá. Problémem je v tom případě tvorba pláště, ze kterého komatiity vznikaly (tj. diferenciace planety), nikoli vznik komatiitů.

Problém rozdílné mocnosti měsíční a zemské kůry a jejich rozdílní diferenciace netkví tedy v tom, zda Země měla magmatický oceán či nikoli, nýbrž v tom, do jaké míry a proč byl materiál, ze kterého vznikal Měsíc, odlišný od materiálu, ze kterého vznikala Země. Celkové složení Měsíce odpovídá spodní kůře a svrchnímu

plášti. Měsíc se liší nedostatkem mobilních složek (vody, alkálií)a určitým nedostatkem SiO_2. Proto na něm nejsou podmínky pro vznik anatekticko-metasomatických pochodů a jejich produktů, charakteristických pro zemské kontinenty. Kdyby Země uvedené složky neměla, její kůra by složením odpovídala kůře měsíční. Zjištěné a nověji stále více potvrzované analogie v magmatických sériích na Měsíci a na Zemi lze pokládat za nejvýznamnější výsledek měsíčních výzkumů. Magmatické série Měsíce odpovídají „suchým" zvrstveným magmatickým sériím typu Skaergaard, Duluth, Stillwater ap. (u nás např. Pocínovice — Orlovice, Šluknov ap.). Lze předpokládat, že diferenciace na Měsíci probíhala odlišně proto, že Měsíc byl ochuzen o složky podporující diferenciaci, měl primárně odlišné složení, byl menších rozměrů a proces jeho diferenciace byl ve srovnání s diferenciací na Zemi krátkodobý. Základní problém vzniku mocné měsíční kůry i Měsíce jako celku je tedy v tom, proč je Měsíc ve svém celkovém složení analogický jen určité části zemských obalů, zda měl těkavé složky, a měl-li je, proč, jak i kdy je ztratil. [O jeden z modelů diferenciace bez magmatického oceánu se nověji pokusili Longhi, Ashwal (1985) na příkladě anortozitů.]

Je předností Walkerova modelu, že nutí k uvedeným úvahám. Přes některé shora uvedené poznámky znamená Walkerova hypotéza o tvorbě kůry seriálním magmatismem *nedocenitelný přínos mimořádného významu* k představě o raném geologickém vývoji planet. Je z dosavadních nejprogresívnější, názorně ukazuje, jakou úlohu sehrála magmatická činnost (tj. „vulkanismus a vulkanický plutonismus", jak říká Walker) v počátečním geologickém vývoji svrchní slupky planet. Walkerův model je o to cennější, že k němu autor dospěl jako dřívější obhájce a spolutvůrce hypotézy magmatického měsíčního oceánu, že našel odvahu ji přehodnotit. Model je v souladu s pozemskými zkušenostmi, že nejen na mořských dnech, ale jak se zjistilo nověji, i na prekambrických štítech zemské kůry byly magmatické (tj. vulkanické a subvulkanické) horniny (nejen zelenokameny, ale i „šedé ruly") základním stavebním kamenem od samých počátků vývoje kůry. Jak se tento korový vulkanismus vyvíjel, do jaké míry a kde se uplatňovaly procesy míšení magmat či asimilace, zůstává prozatím diskusní otázkou.

Ještě v jednom směru je Walkerův model seriálního magmatismu významný. Analogické magmatické série na Měsíci i na Zemi nutně vedou k úvaze, zda existuje společný tektonický proces, kterým by se mohl jednotně objasnit analogický vznik těchto serií. Je zřejmé, že takovým pro obě tělesa jednotným vysvětlením sotva může být hypotéza o litosférických deskách. Může to však být hypotéza o hlubinné zlomové tektonice na základě rotační dynamiky těles (Šťovíčková, 1973), podle názorů autorky tohoto článku v geologických vědách dosud nedoceněná. To však jsou již úvahy, které překračují rámec Walkerovy stati i této diskuse.

Literatura

Literatura citovaná ve Walkerově článku není uvedena.

Davis, P. A., Spudis, P. P. 1985: Petrologic province maps of the Lunar Highlands derived from orbital geochemical data. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16th, Part 1, in J. Geophys. Res., 90, suppl. D61—74.*

Delano, J. W. 1986: Pristine lunar glasses: criteria, data and implications. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16th, Part 2, in J. Geophys. Res., 91, B4, D201—D213.*

James, O. B. 1980: Rocks of the early lunar crust. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th, 365—393.*

James, O. B., Flohr, M. K. 1983: Subdivision of the Mg-suite noritic rocks into

Mg-gabbronorites and Mg-norites. *Proc. Lunar Sci. Conf. 13th, Part 2, in J. Geophys. Res., 88, suppl. A603—614.*

Laul, J. C. 1986: Chemistry of the Apollo 12 highland component. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 16th, Part 2, in J. Geophys. Res., 91, B4, D251—D261.*

Lindstrom, M. M. 1984: Alkali gabbronorite, ultra-kreepy melt rock and the diverse suite of clasts in North Ray Crater feldspathic fragmental breccia 67975. *Proc. Lunar Sci. Conf. 15th, Part 1, in J. Geophys. Res., 89, suppl. C50—C62.*

Lindstrom, M. M., Knapp, J. A., Shervais, J. M., Taylor, L. A. 1984: Magnesian anorthosites and associated troctolites and dunite in Apollo 14 breccias. *Proc. Lunar Sci. Conf. 15th, Part 1, in J. Geophys. Res., 89, suppl. C41—C49.*

Longhi, J., Ashwal, L. D. 1985: Two-stage models for lunar and terrestrial anorthosites: Petrogenesis without a magma ocean. *Proc. Lunar Sci. Conf. 15th, Part 2, in J. Geophys. Res., 90, suppl. C571—C584.*

Ryder, G., Spettel, B. 1985. The parental magma for some rocks from the norite I subzone of the Stillwater complex: a lunar analog study. *Proc. Lunar Sci. Conf. 15th, Part 2, in. J. Geophys. Res., 90, suppl. C585—C590.*

Salpas, P. A., Haskin, L. A. 1983: Stillwater anorthosites: A lunar analogues? *Proc. Lunar Sci. Conf. 14th, in J. Geophys. Res., 88, suppl. B27—B39.*

Shervais, J. W., Taylor, L. A., Lindstrom, M. M. 1985: Apollo 14 mare basalts: petrology and geochemistry of clasts from consortium breccia 14321. *Proc. Lunar Sci. Conf. 15th, Part 2, in J. Geophys. Res., 90, suppl. C375—C395.*

Shervais, J. W., Taylor, A. L., Laul, J. C., Shih, C. Y., Nyquist, L. E. 1985: Very high potassium (VH) basalts: complications in mare basalt petrogenesis. *Proc. Lunar Sci. Conf. 16th, Part 1, in J. Geophys. Res., 90, suppl. P3—P19.*

Shirley, P. W. 1983: A partially molten magma ocean. *Proc. Lunar Sci. Conf. 13th, Part 2, in J. Geophys. Res., 88, suppl. A519—A527.*

Šťovíčková, N. 1973: Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. *Praha, Studie NČSAV, 198 s.*

Walker, D. 1983: Lunar and terrestrial crust formation. *Proc. Lunar Sci. Conf. 14th, Part 1, in J. Geophys. Res., 88, suppl. B17—B25.*

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 179—183*

DISKUSIA

Typy magiem; význam termínov

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav PF UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 24. 7. 1987

Типы магм; содержание терминов

В работе обсуждены основные термины связанные с проблемами магм (примарная, примитивная, воспроизведённая, материнская и другие магмы). В работе приведены основные критерии использованные современными авторами при дефинициях выше указанных типов магм. Работа предназначена геологам-не специализированным в проблематике эррупгивных пород.

Types of magmas; the meaning of the terms

Contents of terms connected with magma problematic (primary, primitive, fractional, parental and other magmas) is discussed in the work. Basic criteria used by the present authors for definition of the above magma types are given in this work. It is addressed to geologist — non-specialists in problematics of igneous rocks.

V celej histórii modernej geológie magma predstavovala jeden z kľúčových objektov dlhodobého poznávania. Keď k prostému pozorovaniu magmy, resp. jej výlevných ekvivalentov pribudli aj rýchle sa hromadiace údaje o jej zložení, ale aj možnosti laboratórneho modelovania podmienok jej vzniku, poznatky o vzniku a vývoji magmy v priestore a čase, ako aj o procesoch vedúcich k vzniku hornín rýchlo narastali.

Od syntetizujúcej práce Bowena (1928), podľa ktorej stredne bázické a kyslé typy hornín vznikli procesmi frakčnej kryštalizácie materskej magmy bazaltového zloženia, prekonali názory na vznik a následný vývoj magmy prudký a zložitý vývoj. Pritom je potrebné zdôrazniť, že Bowenov model bol celé desaťročia vedúcim a všeobecne prijímaným modelom vysvetľujúcim vznik základných typov eruptívnych hornín.

Revolučné zmeny vo vedách o Zemi v 60. rokoch ovplyvnili aj petrogenetické štúdiá. V tomto období do problematiky genézy magiem, resp. z nich vzniknutých hornín začali v nebývalej miere „zasahovať" či „hovoriť" aj geochemici. Je len logickým dôsledkom rôznych prístupov, že petrológovia (či skromnejšie petrografovia) a geochemici nepoužívali vždy rovnakú reč, i keď hovorili či písali o tej istej

problematike. Výsledkom uvedeného stavu je zrod, no najmä nejednotnosť obsahu termínov, z ktorých za najfrekventovanejšie, ale zároveň najdôležitejšie možno považovať termíny *primárna* či *odvodená*, ale aj *primitívna* a *materská magma*. Nejednoznačne chápaný význam uvedených (a ďalších) termínov sa odráža aj v slovenskej odbornej literatúre (vysokoškolské učebnice nevynímajúc). Preto v ďalšom uvádzame prehľad významu týchto termínov s príslušnou diskusiou.

Primárna magma

Primárna magma je súčasne definovaná (Basaltic volcanism ..., 1981) ako magmatická tavenina bazaltového zloženia, ktorá vznikla tavením v priestore podpovrchových zón planét. Za primárnu sa magma považuje dovtedy, kým jej zloženie ešte nebolo modifikované diferenciačnými procesmi, medzi ktorými sú najdôležitejšie procesy kryštálovej frakcionácie, kontaminácie, miešania rôznych typov magiem, vzniku nemiesiteľných tavenín či uvoľňovania prchavých zložiek. Tavenina (primárna magma) vznikla oddelením (po predchádzajúcom parciálnom vytavení) od kryštalického rezídua (protolitu) a následne začala prenikať na povrch planéty alebo do jeho blízkosti. Prienik je podmienený nižšou hustotou vzniknutej taveniny v porovnaní s hustotou restitu zóny tavenia. Za najpravdepodobnejší zdrojový materiál primárnych magiem je považovaný peridotit či pyrolit.

Veľká väčšina autorov považuje za primárne bazaltové magmy (Barth, 1952; Bowen, 1947). Carmichael et al. (1974) zdôraznili, že primárne magmy vznikli tavením zdrojových hornín každého druhu (teda nielen pyrolitu, peridotitu, pyroxenitu či eklogitu). Ďalší autori v minulosti za primárne magmy považovali aj granitické (Daly, 1933), resp. ultrabázické magmy (Holmes, 1933). Takáto nejednoznačnosť náplne daného termínu viedla k návrhu (Carmichael et al., 1974), aby sa pre magmatické taveniny, ktoré vznikajú priamym tavením pevných hornín, používal termín primárne magmatické taveniny, resp. primárne taveniny, ktorý by mal nahradiť nevhodný termín primárna magma.

Podľa vyššie uvedeného významu termínu primárna magma je súčasne materskou magmou, ktorá prostredníctvom diferenciačných procesov umožňuje vznik a vývoj odvodených bazaltových, no najmä kyslejších derivátov. Na druhej strane materská magma môže a zároveň nemusí byť primárnou magmou. Za materskú magmu treba považovať každú magmatickú taveninu, z ktorej sa vyvinuli odlišné asociujúce či kogenetické magmatické taveniny, a to procesmi uvedenými v predchádzajúcom (t. j. procesmi kryštálovej frakcionácie atď.).

Proti predstave o primárnej bazaltovej magme ako jedinej magme tohto typu vystúpili Drewer a Johnston (1958, 1966). Priniesli dôkazy o existencii ďalšieho typu primárnej magmy, za ktorú považovali pikritovú magmu. Následne O'Hara (1965, 1968) sformuloval argumenty v prospech predstavy, že väčšina magiem vznikla z primárnej magmy typu vysokohorečnatých bazaltov. V prospech takejto predstavy uviedol nasledovné zovšeobecnenia: 1. Primárne magmy majú vyššiu hustotu ako odvodené typy magiem, a preto zriedkavejšie dosahujú povrch terestrických planét; 2. Primárne bazaltové magmy (či správnejšie „primárne magmatické taveniny" v zmysle Carmichaela et al., 1974) môžu na svojej výstupnej ceste frakcionovať. Tento proces prebieha v rôznych úrovniach vrchného plášťa či zemskej kôry. Proces frakcionácie primárnej magmatickej taveniny bol predpokladaný napr. pre vulkán Kilauea na Havaji (Eaton, Mu-

rata, 1960) s produkciou tholeiitických a alkalických bazaltov. 3. V posledných rokoch sa hromadí stále viac dôkazov, že proces zmiešavania rôznych typov magmatických tavenín je vedúcim procesom prebiehajúcim v magmatických rezervoároch v najvyšších úrovniach plášťa, no najmä v zemskej kôre.

V prípade, že nezohľadníme rôzne špecifické typy efuzív vyskytujúcich sa na terestrických planétach (napr. KREEP bazalty na Mesiaci), možno odlíšiť 3 základné typy primárnych magmatických tavenín: komatiitové, pikritových bazaltov a primitívnych bazaltov (význam posledného termínu je uvedený v ďalšom). V súlade s možnosťou ich generovania do popredia vystupujú nasledovné aspekty:

a) Prevažná väčšina bazaltov zemského povrchu môže byť odvodená od komatiitových primárnych magmatických tavenín procesmi frakčnej kryštalizácie (O'Hara, 1975; Nisbett et al., 1977).

b) Komatiity predstavujú produkt tavenia hmoty vrchného plášťa v určitej časovej etape, ktorá je charakterizovaná vysokým teplotným gradientom. Dôsledkom je vysoký podiel generovaného výtavku v pomere k reziduu, ktoré zostalo v zóne vzniku komatiitov. Tým sa predstava komatiitov ako jediných primárnych magmatických tavenín bazaltov, ktoré sa dostávali na zemský povrch prakticky v celej histórii formovania sa zemskej kôry, stáva málo pravdepodobnou.

c) Možno logicky predpokladať, že existujú aj ďalšie uvedené primárne magmatické taveniny, ktoré odrážajú tavenie a opakované tavenie plášťa v astenosfére, pričom jej zloženie je nejednotné. Pri vzniku rozdielnych primárnych magmatických tavenín zohráva podstatnú úlohu aj hydrostatický tlak, tlak prchavých zložiek, fugacita kyslíka a i. Podľa Yodera (1976) tholeiity, alkalické bazalty i nefelinické magmy patria do kategórie primárnych magiem. Problematika príslušnosti vysokohliníkových tavenín k primárnym alebo derivovaným magmám nie je zatiaľ jednoznačne vyriešená.

Vstup geochemických aspektov do problematiky diferencovania primárnych magmatických tavenín znamená určenie limitných hodnôt obsahov kompatibilných prvkov. Tak napr. Sato (1977) uviedol, že pre primárne magmatické taveniny (primárne magmy) sú charakteristické obsahy MgO 10—12 % a Ni 240—390 ppm. Podobných údajov možno nájsť v literatúre veľké množstvo. Z hľadiska cieľa a rozsahu tohto príspevku je dôležité konštatovanie, že napr. tak lávy bazaltov oceánskeho dna (t. j. riftových dolín stredooceánskych chrbtov), ako aj tholeiitické, ale súčasne aj alkalické bazalty na Havaji zodpovedajú kritériám na zaradenie do skupiny primárnych magmatických tavenín.

Materská magma; odvodené magmy

Základnou premisou problematiky existencie materskej, a teda aj z nej odvodených (derivovaných) typov magiem, je konštatovanie, že materská magma má vždy vyššiu teplotu ako asociujúce či správnejšie odvodené typy magiem. Z geochemického hľadiska (súčasne je zrejmé, že geochémiu v petrologických či petrogenetických úvahách nemôžeme obísť) majú najvyššie pomery Mg/Mg + Fe a Ca/Ca + Na. Postupné znižovanie týchto pomerov v následne vznikajúcich magmatických taveninách je odrazom frakčného vykryštalizovania olivínu a Ca plagioklasov. Všeobecne možno konštatovať, že materské magmy sú charakterizované vysokými obsahmi Ni a Cr a zároveň nízkymi obsahmi inkompatibilných prvkov.

I napriek diverzite názorov o obsahu diskutovaných termínov panuje medzi zástancami rôznych škôl v podstate zhoda

v názoroch na existenciu „matersko-dcérskych" vzťahov medzi horninami určitej magmatickej série. Príkladom môže byť klasická Bowenova syntéza (1928), v ktorej centrálnu úlohu zohrávala materská bazaltová magma vo vzťahu k odvodeným magmám stredne bázického až acidného typu. Podľa Bowenovej predstavy (l. c.) však vývoj môže smerovať aj odlišným smerom. V zmysle uvedeného pikritické horniny predstavujú produkt akumulácie frakčnou kryštalizáciou vzniknutých olivínov z materskej bazaltovej taveniny.

Odvodené magmy vznikajú z materských magiem v procese ich postupného chladnutia. Výsledným produktom sú chemicky odlišné magmy jednej provincie. Je logické predpokladať, že v daných procesoch zohrávali podstatnú úlohu procesy frakčnej kryštalizácie. Z uvedeného vyplýva, že materská magma musí mať vo vzťahu k derivovaným typom magiem najvyššiu teplotu likvidu. Je to podmienené prítomnosťou fáz, ktoré majú vysoký bod tavenia (olivín, bázický plagioklas, klinopyroxén).

Prítomnosť prevládajúcich acidných láv, resp. ich ignimbritických derivátov v niektorých vulkanických provinciách nastoľuje otázku: vznikli všetky ryolitové magmy deriváciou materskej bazaltovej magmatickej taveniny, alebo existujú 2 typy ryolitových magiem — jedna ako produkt frakčných procesov bázickej magmatickej taveniny a druhá ako dôsledok odlišných petrogenetických procesov? Z uvedeného je zrejmé, že pri zaradení kyslej magmy do určitej magmatickej série nezastupiteľnú rolu zohráva aj charakter a vzájomný objem asociujúcich magiem (láv).

V posledných desaťročiach všeobecne akceptované členenie eruptív či magiem na série (tholeiitová, vápenato-alkalická, alkalická, šošonitová a i.) nastoľuje aktuálnu otázku: vznikli magmy (horniny) týchto, resp. i ďalších sérií z jedného zdroja — primárnej magmatickej taveniny — pričom ich diverzita je odrazom následných procesov v plášti a kôre, alebo sa každá z uvedených sérií vyvíjala od okamihu generovania svojej materskej taveniny samostatne? Problematika je náplňou desiatok publikovaných prác, pričom sa pre každý konkrétny prípad uvádzajú „jednoznačné" kritériá (spravidla experimentálneho typu), resp. dôkazy pre danú interpretáciu toho-ktorého autora. Vzhľadom na rozsah a zameranie príspevku túto problematiku ďalej nekomentujeme.

Primitívne magmy

V minulosti neexistovala významová hranica medzi termínom „primitívna magma" a „bazaltová magma" (MacDonald, 1968). Následne napr. Verhoogen (1970) za primitívnu označil magmu, ktorá vzniká tavením hlboko pod povrchom geoidu situovaných zdrojových hornín. Termín primitívna magma sa v posledných rokoch používa v záujme zdôraznenia genetickej spätosti vzniknutej magmatickej taveniny s prvotným primitívnym materiálom Zeme. No a tu začínajú úskalia. Keďže zloženie vrchného plášťa je značne hypotetické (pyrolit, peridotit, pyroxenit, eklogit), potom aj všetky geochemické kritériá na vyjadrenie „primitívnosti" určitej magmatickej taveniny sú len aproximatívne a zároveň diskutabilné. Ako to už často býva, tie isté údaje rôzni autori interpretujú diametrálne odlišne. Napr. Engel et al. (1965) v bazaltoch svahov stredooceánskych chrbtov zistili obraz stopových prvkov, ktorý je podobný obrazu týchto prvkov v kamenných meteoritoch — chondritoch. Na základe tohto zistenia uvedení autori (l. c.) považovali horniny súčasne označované ako tholeiity oceánskeho dna za primitívne. Naproti tomu iní autori predpokladajú,

že uvedená zhoda obsahov vybraných skupín stopových prvkov je dôsledkom „ochudobnenia" vzniknutej magmatickej taveniny o niektoré prvky v porovnaní so zdrojovým materiálom plášťa Zeme. Z uvedeného vyplýva, že termín „primitívna magma" je okrem prípadov, keď sa vzťahuje na určitý konkrétny model či horninovú suitu, mnohoznačný.

V súvislosti s termínom primitívna magma či primitívna magmatická tavenina sa najmä v geochemicky zameraných prácach používajú aj označenia „ochudobnený" či „obohatený". Uvedené adjektíva sa uvádzajú v súvislosti s diskusiou obsahov najmä prvkov skupiny vzácnych zemín (TR či REE), ale aj ďalších (najmä kompatibilných) prvkov v stopových koncentráciách vo vzťahu k obsahom týchto prvkov v chondritických meteoritoch. Toto porovnávanie vyplýva z predstáv, že zloženie chondritických meteoritov reprezentuje primárne zloženie Zeme pred uplatnením sa procesov gravitačnej diferenciácie zemského telesa.

Problematika obsahu diskutovaných termínov a najmä vzájomných vzťahov rôznych typov magiem je v detaile podstatne zložitejšia. Účelom tejto informácie je poskytnúť čitateľom nešpecialistom na problematiku eruptívnych hornín základnú informáciu v záujme porozumenia zahraničnej literatúry na jednej a v záujme správnej formulácie vlastných záverov vyplývajúcich zo štúdia eruptívnych hornín na druhej strane.

Diskuse k příspěvku D. Hovorky: Typy magiem; význam termínov

PETR JAKEŠ
Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Doručené 6. 8. 1988

Příspěvek D. Hovorky je výtečně načasován a jsem přesvědčen, že vyvolá tolik potřebnou diskusi. I když je napsán jako určité vodítko pro nespecialisty, objevují se v něm některá převzatá tvrzení, která je nutno odmítnout, ač pocházejí od velkých autorit světové petrologie. Připojuji tedy řádky, v nichž se pokouším objasnit některé problémy s vědomím, ve kterém mne Hovorkův příspěvek utvrdil: že totiž do své, tj. české a slovenské literatury často přejímáme koncepce a terminologii, stavíme se k nim málo kriticky a příliš často podléháme slovu autorit. Vnášíme si tak do své terminologie i smetí.

Domnívám se, že terminologie v petrologii vyvřelin by měla být obecně, tj. planetárně platná, zejména základní termíny, které Hovorka probírá: primární magma, primitivní magma, mateřské magma. Proto se domnívám, že zavedení „měřítek primitivnosti", jako je například poměr Fe/Mg, je ošidné a nesprávné. Totéž se týká kritérií mineralogických.

Magma, které vzniká zcela nepochybně při prvotní diferenciaci planety na plášť, kůru a jádro, není zřejmě nikde v původní formě zachováno ani na Zemi, ani na jiných planetách. Je to magma staré $4{,}6 \times 10^9$ let, vzniklé ještě při akreci. K jeho tvorbě přispívá teplo vznikající z kinetické energie dopadajících částic (planetesimál) i teplo radioaktivních, zejména krátkodobě existujících radioaktivních

prvků (^{26}Al). Toto magma je nejen promíšeno s dopadajícím kosmickým materiálem, ale často též zastřeno pozdějšími geologickými procesy. Pokud bychom chtěli takové magma označovat zvláštním termínem, pak doporučuji výraz „primordiální magma".

Magma (magmatická tavenina), která vzniká z pevné hmoty, a to jak v plášti, tak v kůře (v litosféře nebo i astenosféře), částečným (jen vzácně úplným) tavením a zanechává po sobě reziduální krystalickou pevnou hmotu, je zřejmě nejčastějším předmětem sporu a diskuse v literatuře. Chemické složení a popřípadě i jeho vlastnosti mechanické jsou výsledkem mnoha proměnných: chemické i mineralogické povahy zdroje, teplotních a tlakových podmínek tavení, obsahu těkavých složek, rozsahu tavení, způsobu oddělení taveniny od rezidua (může, ale nemusí být dosaženo rovnováhy). Není pochyb o tom, že existuje řada tavenin takto vzniklých. Každá taková tavenina je magma primární, vzniklo-li z pevného materiálu. Pokud z takového magmatu jakýmkoliv procesem, tj. diferenciací, frakční krystalizací atd. vznikají další, odvozená, je to magma matečné. Ale i magma odvozené, pokud je zdrojem další magmatické taveniny, může být matečné.

Do definice primárního magmatu by se nemělo v žádném případě zavádět slovo „bazaltické", jak se třeba uvádí v ohromném kompendiu „Basaltic volcanism", protože vždy záleží na tom, jaký zdrojový materiál se taví. Každou epizodu tavení, parciální, frakční či úplné tavení v plášti anebo v kůře lze tedy pokládat za událost produkující primární magma. Vracet se k bowenovským, případně i dalším koncepcím, které uvažují o jediném primárním magmatu, je anachronické. Víme totiž, že k tavení dochází v různých částech Země (planety) (plášť, kůra), a že tyto části jsou nejen vertikálně, ale i laterálně ve svém chemickém i mineralogickém složení proměnlivé. Pokusím se o ilustraci tohoto tvrzení:

Taví-li se zčásti peridotitový svrchní plášť, pak je pravděpodobné, že vznikne primární bazalt sensu lato, což je nejčastější případ. Při extrémně nízkém stupni parciálního tavení a v přítomnosti vody a oxidu uhličitého už primární taveninou nemusí být bazalt, ale může to být kimberlit (odlišující se od něho nízkým obsahem SiO_2 a vysokým obsahem alkálií). Při rozsáhlejším tavení peridotitového pláště zase dostaneme komatiit či případně pikrit. Přitom jde ve všech případech o taveninu primární. Někteří autoři se například domnívají, že parciálním tavením mokrého pláště lze získat i andesitové magma. V kůře pak je nespočetné množství výchozích materiálů k tavení, které však za relativně nízkých teplot a podmínečné přítomnosti těkavých složek konvergují ke granitovému složení. V této souvislosti je vhodné připomenout, že petrologie vyvřelin v minulosti podléhala módním vlivům a kladla důraz tu na složení zdroje, tu na procesy, nebo na tlakové a teplotní podmínky. Tak před dvaceti či patnácti lety měla jedna z petrologických škol (reprezentovaná skupinou Ringwooda a Greena) za dané homogenní složení pláště — pyrolit, lišácky definovaný jako peridotit, schopný při částečném natavení produkovat bazalt. Vznik rozdílných bazaltických hornin tato škola vysvětlovala, a experimentálně dokumentovala, rozdílnými tlakovými a teplotními podmínkami a různým rozsahem parciálního tavení. Další skupina (např. O'Hara) šla směrem „bowenovským". Předpokládala se existence jednoho magmatu, ze kterého se frakční krystalizací vytváří více druhů magmatu, předpoklad, který lze také experimentálně podpořit. Z hlediska petrologie a geochemie byly později v sedmdesátých letech tyto koncepce mo-

difikovány a poukázalo se na existenci rozdílů ve složení hornin svrchního pláště. Přítomnost těkavých složek (H_2O, CO_2, CH_4) či fází, jako je flogopit, zcela mění podmínky fázové rovnováhy při tavení. Dnešní petrologie právě k těmto rozdílům a heterogenitám tíhne, a proto většina rozdílů v bazaltických horninách se připisuje (pravděpodobně módně) tomuto heterogennímu — metasomatickému faktoru. Aniž bych byl pro kompromisy „en large", myslím si, že na každém z těchto aspektů „je něco zdravého"; žádnému z uvedených tří směrů nelze upřít právo na existenci, ale váha, kterou přikládáme rozdílným faktorům ve vzniku hornin, je dána subjektem. Proto by však definice primárního magmatu neměla záviset na subjektu. Primární magmatická tavenina (primární magma) je tedy taková tavenina, která vznikla na úkor pevných látek a nebyla změněna procesy frakční krystalizace, asimilace či míšením. (Je ovšem otázka, zda se vůbec na povrchu Země či jiné planety s takovým magmatem setkáme).

Přesně, byť s trochou nadsázky, charakterizuje D. Hovorka situaci, kdy do terminologického zmatení v obecných termínech magmatických hornin vstupují geochemikové. Značně subjektivní terminologie petrologů i experimentálních petrologů se zásahem geochemiků dále komplikuje. Jako primitivní totiž označují geochemici takovou magmatickou taveninu, která má charakter distribuce vzácných zemin podobný distribuci vzácných zemin v chondritických meteoritech. V této primitivnosti je jeden háček. Primitivnost distribuce vzácných zemin je mimo primitivní zdroj dána i nepřítomností krystalických fází (v reziduu), které přednostně koncentrují vzácné zeminy. Modelový peridotit — pyrolit — má ve svrchní části pláště mineralogické složení olivín — spinel — ortopyroxen — klinopyroxen. Částečným natavením této horniny (pokud tavenina dosáhla rovnováhy s reziduem) je bazalt s „primitivním" charakterem (rozumí se: charakterem distribuce vzácných zemin). Tentýž peridotit bude mít v hlubší části pláště (tedy za vyššího tlaku) mineralogické složení olivín — granát — pyroxeny. Při částečném natavení, za předpokladu rovnováhy s reziduem (reziduum obsahuje granát), vznikne bazalt s „diferencovaným" charakterem distribuce vzácných zemin. Přitom je to téměř tatáž „primitivní" hornina, ale protože vznikla v rovnováze s granátem, má „diferencovaný" charakter distribuce vzácných zemin. Prostými geochemickými prostředky nelze tedy tento bazalt odlišit od horniny „kontaminované" a nikdo ji neoznačí jako primitivní. Přitom však například iniciálním poměrem izotopů stroncia $^{87}Sr/^{86}Sr$ lze prokázat primitivní, nediferencovaný původ horniny v plášti. Na tomto příkladě bych rád ilustroval nevhodnost používaní adjektiva „primitivní" bez další charakteristiky (např. „s primitivním poměrem stronciových izotopů" nebo „s primitivním charakterem distribuce vzácných zemin"), jinak by se „primitivní" mohlo chápat ve významu „primární" (což se ostatně v literatuře velmi často stává).

Co je magma odvozené, smíšené, kontaminované vyplývá jednoznačně z významového obsahu uvedených přídavných jmen a netřeba se jimi zabývat.

Odpoveď na diskusiu P. Jakeša

Obidva predchádzajúce príspevky sú zamerané na jednu tému, zásadne sa však líšia najmä vymedzením cieľov. Cieľom môjho príspevku bolo priblížiť našim čitateľom, a to najmä z radov nepetrológov či endogénnych geochemikov, problematiku uvedenú v názve diskusného príspevku tak, ako ju v posledných rokoch podávajú v zahraničnej literatúre. P. Jakeš však túto problematiku posunul ďalej: diskutuje o oprávnenosti a vhodnosti používania niektorých termínov. Pritom sa priznávam, že vo väčšine námetov aj ja sympatizujem s jeho názormi.

V celej veci je však jeden zásadný problém. Len čo československá odborná verejnosť začne používať termíny s novodefinovaným, akokoľvek racionálnym obsahom, hrozí nebezpečenstvo, že „ostatok sveta" nám nebude rozumieť. Aby sa tak nestalo, neostáva iné, ako viesť diskusiu so zahraničnými autormi (či autoritami) v ich materinskom či publikačnom jazyku na medzinárodnom fóre.

Predpokladám, že P. Jakeš to vo vhodnej dobe aj urobí, v čom mu želám úspech.

D. Hovorka

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 187—188*

AKTUALITA

Inžinierskogeologické a hydrogeologické práce na SVD Gabčíkovo — Nagymaros

LADISLAV VARGA*, DANIEL JARDOŇ**

* Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 64 Bratislava
** Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Rajecká cesta, 010 29 Žilina

Doručené 16. 11. 1987

Инженерно-геологические и гидрогеологические работы на системе гидростроек Габчиково-Надьмарош

Отдельные блоки гидроэлектростанции (ГЭС) Габчиково закладывают в открытом строительном котловане (420×214 м) в гравийных отложениях. Повышение непроницаемости котлована ГЭС осуществлено при помощи инъектирования и вертикальных уплотнительных подземных стенок. Откачкой воды проверена хорошая плотность вследствие этих работ. Для исследования изменений гидрогеологических условий территории строят гидрогеологическую сеть пунктов наблюдений.

Engineering geological and hydrogeological studies on the Gabčíkovo — Nagymaros hydroenergetic system

Individual functional blocks of the Gabčíkovo power station are founded in the gravelly sediments in an open pit 420×214 m in size. The sealing was made by grouting and the slurry walls. The pumping tests proved the perfect impermeability after grouting works. Hydrogeological observation net is made due to following the water table changes.

Sústava vodných diel na Dunaji (SVD) je najväčšia hydroenergetická stavba na území nášho štátu a budujeme ju v spolupráci s MLR a za výdatnej pomoci ZSSR.

V roku 1963 bola spracovaná prvá investičná úloha (SVD) a v nasledujúcich desiatich rokoch sa vypracovalo a posúdilo viac ako 100 rozličných variantov riešení. V septembri 1977 podpísali predsedovia vlád ČSSR a MLR zmluvu o výstavbe a využívaní energetickej sústavy pozostávajúcej z vodného diela (VD) Gabčíkovo a Nagymaros.

VD Gabčíkovo má tieto hlavné objekty: hať Dunakiliti — Hrušov, obvodové hrádze zdrže, prívodný a odpadový kanál, vodnú elektráreň, plavebné komory, odpadové koryto a regulačné opatrenia.

VD Nagymaros pozostáva zo samotnej hate — zdrže, vodnej prietočnej elektrárne, plavebných komôr, ochranných opatrení na československej a maďarskej strane (prehĺbenie koryta, vybudovanie ochranných hrádzí, priesakových kanálov, čerpacích staníc a pod.).

Stavba takého mimoriadneho významu a rozsahu púta od začiatku výstavby (v roku 1978) pozornosť nielen pracovníkov vo vodnom hospodárstve, energetike a vodnej doprave, ale i projektantov, statikov, techno-

lógov rôznych profesií, stavbárov, geotechnikov, geológov a hydrogeológov, ako i širokú verejnosť.

V poslednom období sa pracovníci závodu Bratislava aktívne podieľali na riešení rôznych inžinierskogeologických a hydrogeologických úloh. Z nich najzávažnejšie sa dotýkajú nasledujúcej problematiky:

1. *Tesnosť vane vodnej elektrárne (VE) Gabčíkovo.* Jednotlivé bloky elektrárne sú zakladané v otvorenej stavebnej jame rozmerov 420×214 m. Utesnenie dna stavebnej jamy sa realizovalo betónovou vaňou, ktorá sa vytvorila preinjektovaním zvodnených štrkopieskov na hrúbku 7 m stupňovitým systémom pri max. hĺbke 65 m. Po obvode stavebnej jamy bola vytvorená tesniaca podzemná ílovito-cementová stena s hĺbkou 42 m. V danom geologickom prostredí sa predpokladalo, že ani realizované tesniace opatrenia nezaručia úplnú vodotesnosť stavebnej jamy.

Po vybudovaní opísaných tesniacich prvkov bolo potrebné zabezpečiť čerpací a pozorovací režimný systém a realizovať prvé tzv. overovacie čerpanie. Na vani VE bolo vyhĺbených 40 čerpacích studní a na kontrolu tesnosti vane sa vybudoval hydrogeologický pozorovací systém pozostávajúci zo 150 vrtov do hĺbky 40—70 m. Čerpacie studne boli po vyhĺbení (40—55 m) zabudované dvojplášťovými filtrami ∅ 820/630 mm a pozorovacie objekty — vrty boli osadené PVC filtrami ∅ 110/90 mm. Overovacie čerpanie, ktoré trvalo tri mesiace, potvrdilo mimoriadnu kvalitu tesniacich prvkov. Podľa projektu sa očakával prítok podzemnej vody 1200 $l.s^{-1}$, avšak skutočnosť bola 450 $l.s^{-1}$.

Na základe overených priaznivých výsledkov tesniacich prvkov bolo možné na plavebných komorách (PLK) redukovať hydrogeologické čerpacie studne až o jednu tretinu. Overovacie čerpanie v PLK potvrdilo správnosť rozhodnutia znížiť počet čerpacích studní. Bolo tu spolu čerpaných 200—220 $l.s^{-1}$ vody, pričom v projekte sa uvažovalo o prítoku 600 $l.s^{-1}$. V priebehu roku 1987 sa čerpané množstvo v PLK ustálilo na 60—80 $l.s^{-1}$ a vo VE na 180—200 $l.s^{-1}$ čerpanej vody.

2. *Budovanie režimného hydrogeologického systému.* Režimný hydrogeologický systém sa začal budovať na objekte zdrže Hrušov — Dunakiliti a tiež pozdĺž prívodného kanála s cieľom sledovať stav vývoja režimu podzemných vôd. Na objekte zdrže Hrušov — Dunakiliti je rozmiestnených okolo 300 pozorovacích objektov s hĺbkou 15—20 m. Pozorovacie objekty sú rozmiestnené v korune hrádze, v strednej časti a v päte hrádze, prípadne i v širšom priľahlom území. Pozorovacie vrty sa budujú lepenými štrčíkovými filtrami, ktorých vnútorný priemer je závislý od priemeru plaváka hladinomeru (260—500 mm). Prevažná časť z nich sa bude využívať aj na sledovanie rýchlosti prúdenia podzemnej vody, najmä v päte hrádze pri prevádzke SVD.

V objekte prívodného kanála sa buduje tiež pozorovacia hydrogeologická sieť — 286 pozorovacích vrtov, ktoré sa vŕtajú (hĺbka 21—30 m) v zhutnených štrkopieskoch. Aby nebola narušená homogenita ochrannej hrádze prívodného kanála, vrty treba realizovať technológiou vŕtania na sucho a zabudovať lepenými štrčíkovými filtrami ∅ 260 mm.

V oblasti zdrže Nagymaros dôjde k zvýšeniu úrovne hladiny takmer o tri metre nad terajšiu priemernú hladinu Dunaja. To znamená, že protipovodňové hrádze, ktoré boli doposiaľ len občasne namáhané povodňovými prietokmi, budú trvale namáhané vysokou vodnou hladinou, a preto ich bude treba na tento účel zrekonštruovať a doplniť prvkami zaručujúcimi ich stabilitu proti filtračným poruchám. Aby sa zabezpečila ochrana priľahlého územia, budú sa podľa potreby realizovať podzemné tesniace steny, predložené tesniace koberce, priesakové kanály, odľahčovací rad samoprelivových studní a pod. V úseku Čičov — Patince sa vybuduje viac ako 800 prelivových odľahčovacích studní (∅ 324 mm). Hĺbka studní je závislá od hĺbky neogénneho súvrstvia, ktoré je v tejto oblasti 10—35 m hlboko.

Okrem týchto náročných prác (najmä na kvalitu a časové termíny) zabezpečujeme doplňujúce inžinierskogeologické prieskumy, stály inžinierskogeologický dozor počas výstavby s odberom kontrolných vzoriek na overenie kvality vykonávaných prác či kvality používaných materiálov.

Na rýchle a operatívne riešenie mnohých odborných problémov je nevyhnutná spolupráca pracovníkov IGHP, n. p., s projektantom, vysokými školami a ďalšími výskumnými pracoviskami u nás a v MLR.

Uvedenie prvého agregátu vodnej elektrárne Gabčíkovo do prevádzky je stanovené na 20. júna 1990 a celé vodné dielo by malo byť ukončené do novembra 1994.

Mineralia slov.
20 *(1988), 2, 189—190*

AKTUALITA

Niektoré problémy stanovenia fónu v hydrogeochemickej prospekcii

ĽUBOMÍR ZAJAC

Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 811 02 Bratislava

Some problems of background determination in the hydrogeochemical prospecting

The background determination is the main task for the evaluation of analytic data of every geochemical prospecting method. In hydrogeochemical prospecting the correctness of its determination is limited not only by the choice of statistical parameters, but by the unevenness of documentation network as well. There is suitable to use in this method for trace elements mode and median respectively, calculated from beforehand modificated complex of data.

Pri vyhodnocovaní výsledkov geochemických prospekčných prác je základnou úlohou stanovenie fónovej hodnoty študovaného územia. Všeobecne sa ako hodnota fónu používa aritmetický, resp. geometrický priemer, modus alebo medián.

V hydrogeochemickej prospekcii však pôsobia niektoré faktory, ktoré limitujú jednoznačné použitie týchto charakteristík.

V prvom rade je to nepravidelná hustota odberov vzoriek, ktorá je výhradne závislá od hustoty hydrografickej siete. Táto nepravidelnosť sa v ďalších etapách prieskumu ešte zvýrazňuje ďalším zahusťovaním dokumentačnej siete perspektívnych oblastí, a to spôsobuje nežiadúce zvýšenie počtu vyšších obsahov jednotlivých prvkov (resp. nižších, ak daný prvok vykazuje v oblasti s hustejšou dokumentačnou sieťou nižšie obsahy) v súbore.

Túto nerovnomernosť možno do značnej miery eliminovať úpravami pôvodného súboru napríklad tak, že vypočítame priemernú (aritmetický priemer) hodnotu obsahu stanovovaného prvku pre každý km^2 a až z takto získaného súboru stanovíme fón (na 1 km^2 pripadá v hydrogeochemickej prospekcii v mierke 1 : 50 000 priemerne 1—1,5 stanovení, pri zahustení v perspektívnych oblastiach 5 až 10-krát viac), pričom štvorce kilometrovej siete bez jediného stanovenia neberieme do úvahy.

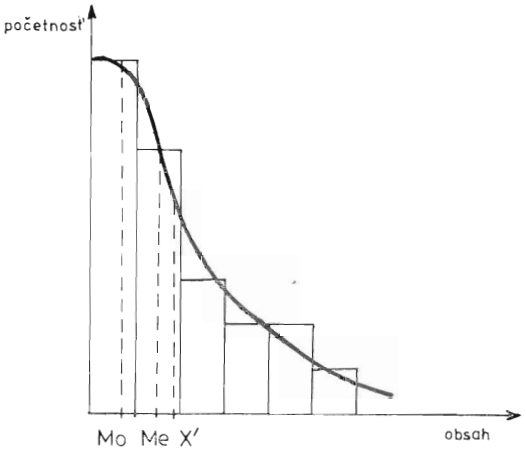
Hlavnou príčinou sú však veľmi nízke hodnoty obsahu väčšiny stanovovaných prvkov vo vodách, z čoho vyplýva prevažne lognormálny charakter ich rozdelenia.

Preto pre prvky, ktoré majú lognormálne rozdelenie, nie je použitie aritmetického priemeru ako fónu vhodné a správne, pretože v skutočnosti je to už hodnota anomálna. Aritmetický priemer možno použiť ako fón len pre prvky, ktoré vykazujú normálne rozdelenie, resp. rozdelenie blízke normálnemu.

Použitie geometrického priemeru je tiež problematické vzhľadom na značné množstvo „stopových" (v podstate nulových) obsahov väčšiny prvkov.

Presnejšie ako aritmetický priemer charakterizuje súbor, ktorý vykazuje lognormálne rozdelenie, hodnota modusu, resp. mediánu (obr. 1), pričom platí: $Mo < Me < \bar{X}$.

Medián je v súbore údajov, zoradených podľa veľkosti jeho prostredný člen, resp. priemer dvoch prostredných členov. Ak ho sta-



Obr. 1. Príklad histogramu, frekvenčnej krivky, hodnôt modusu, mediánu a artimetického priemeru lognormálneho rozdelenia súboru s prevahou stopových obsahov

Fig. 1. An example of histogram, frequency curve, values of mode, median and arithmetic mean of lognormal distribution of data with prevailing of trace concentrations

novujeme v súbore, ktorého členy sú rozdelené do niekoľkých tried (na zostavenie histogramu), použijeme vzťah:

$$Me = L_1 + \left(\frac{\frac{N}{2} - k}{f} \right) . c,$$

kde L_1 — spodná hranica triedy, v ktorej sa nachádza medián, N — počet údajov v celom súbore, k — počet údajov v triedach nižších ako tá, v ktorej sa nachádza medián, f — počet údajov v triede, v ktorej sa nachádza medián, c — šírka triedy, v ktorej sa nachádza medián.

Modus je v súbore údajov najčastejšie sa vyskytujúca hodnota. V súbore rozdelenom do niekoľkých tried ho stanovujeme podľa vzťahu:

$$Mo = L_1 + \left(\frac{d_1}{d_1 + d_2} \right) . c,$$

kde L_1 — spodná hranica triedy, v ktorej sa nachádza modus, d_1 — rozdiel medzi početnosťou triedy, v ktorej sa nachádza modus, a početnosťou najbližšej nižšej triedy, d_2 — rozdiel medzi početnosťou triedy, v ktorej sa nachádza modus, a početnosťou najbližšej vyššej triedy, c — šírka triedy, v ktorej sa nachádza modus,

Príkladom môže byť stanovenie aritmetického priemeru, modusu a mediánu niekoľkých zložiek vo vodách kryštalinika Nízkych Tatier vypočítaných z pôvodných súborov (tab. 1) a súborov upravených so zreteľom na nerovnomernú dokumentačnú sieť (tab. 2).

TAB. 1

Štatistické parametre pôvodných súborov
Statistical parameters of original data

Prvok	N	X'	Mo	Me
Zn	258	0,007	0,0012	0,0016
As	272	0,055	0,026	0,031
Sb	264	0,02	0,008	0,014
SO_4^{2-}/HCO_3^-	244	0,309	0,29	0,301

TAB. 2

Štatistické parametre upravených súborov
Statistical parameters of processed data

Prvok	N	X'	Mo	Me
Zn	112	0,007	0,005	0,006
As	117	0,037	0,026	0,031
Sb	101	0,025	0,017	0,018
SO_4^{2-}/HCO_3^-	122	0,399	0,268	0,315

N — počet údajov v súbore, X' — aritmetický priemer, Mo — modus, Me — medián (obsahy sú uvedené v mg/l)

Pri vyhodnocovaní hydrogeochemickej prospekcie sa teda na stanovenie fónu prvkov, ktoré majú lognormálne rozdelenie, ako najvhodnejšia ukazuje hodnota modusu, resp. mediánu, počítaná zo súboru upraveného so zreteľom na nerovnomernú dokumentačnú sieť.

Seminár Ložiská nerúd v neovulkanitoch

V posledných rokoch sa pri výskume, vyhľadávaní a prieskume nerudných surovín v Západných Karpatoch čoraz zreteľnejšie vyčleňujú špecifické skupiny nerudných surovín vyskytujúcich sa vo vulkanogénno-sedimentárnych komplexoch neogénneho veku. Problematikou niektorých z nich sa zaoberal seminár odbornej skupiny ložiskovej geológie pri ÚV SGS uskutočnený 19. 11. 1987 v Bratislave.

V úvodnom slove I. Kraus stručne charakterizoval hlavné typy nerúd v neovulkanických oblastiach — perlity, pemzy, bentonity, kaolíny, kaolinitové a illitové íly, zeolity, K-metasomatity, limnokvarcity, sekundárne kvarcity a diatomity. Poukázal na zložitosť procesov vzniku nerúd (hydratácia vulkanického skla, draselná metasomatóza, silicifikácia, argilitizácia, Al metasomatóza a pod.). Často dochádza ku kombinácii endogénnych a exogénnych ložiskových procesov. Zložitosť vzniku ložísk nerúd sa odráža v náročnosti na metódy vyhľadávania, výskumu a spracovania nerudných nerastných surovín.

Na seminári odzneli nasledujúce prednášky:

A. Lajčáková, E. Šamajová, Z. Hroncová: **Ložiskovo-paragenetický vzťah perlitov a zeolitov v JZ časti Kremnických vrchov**

Jedným z významných ložísk perlitu v súčasnosti je ložisko Jastrabá, na ktorom možno vyčleniť dve litologické jednotky — sklovitý ryolitový prúd a podložné vulkanoklastiká. Štúdium pomocou DTA a IR spektrometrie naznačuje, že perlit v sklovitom prúde je hydratovaný pri vyšších teplotách. Hydratácia vulkanického skla je prvou fázou jeho premeny na zeolity. Zonálnosť zeolitov podmieňuje litologický faktor. Výskumy autorského kolektívu potvrdili úzky priestorový a genetický vzťah perlitov a zeolitov.

E. Šamajová: **Genéza a prognózy zeolitových ložísk**

V horninách rôzneho veku a charakteru sa vyskytuje spolu 42 zeolitových minerálov. Najvýznamnejšie prejavy zeolitizácie vo svete a aj u nás sa viažu na vulkanoklastické komplexy. K základným faktorom kontrolujúcim vznik a minerálne zloženie zeolitov patrí petrografický charakter pôvodných hornín, chemické zloženie pórového roztoku a teplota. Z prognostického hľadiska je dôležité poznať zákonitosti tvorby a zachovanie rozmanitých genetických foriem zeolitov. Pri vypracovávaní kritérií je potrebné brať do úvahy tak regionálne (sedimentačné panvy, tektonomagmatické faktory, charakter vulkanizmu), ako aj lokálne (faciálne, stratigrafické, litologické) faktory.

V. Oružinský: **Stredoslovenské dinasové kremence vo svetle nových poznatkov**

Najznámejším výskytom dinasových kremencov v oblasti stredoslovenských neovulkanitov je ložisko Na Šobove pri Banskej Štiavnici. Názory na jeho vznik, vekovú a štruktúrno-geologickú pozíciu sa rôznia. Na základe komplexného výskumu kolektívu autorov možno predpokladať, že tieto kremence, formujúce sa v priebehu prvej vývojovej etapy štiavnického vulkanického aparátu, predstavujú v dnešnej podobe relikty vrchných častí dynamického hydrotermálneho systému, ktorý bol situovaný v oblasti výrazného kríženia niekoľkých tektonických prvkov. Tento systém predstavoval jeden z najdôležitejších prívodných kanálov hydrotermálnych centier v rámci celej štiavnickej vulkanickej stavby.

I. Galko: **Keramické a tehliarske suroviny Lučenskej kotliny**

Autor sa zameral na menej známe a perspektívne výskyty ílov v Lučenskej kotline. Vyhľadávanie je nutné orientovať na kvalitné typy ílov, ktoré sa viažu na paleozoické horniny a objavujú sa v údoliach s prudkými svahmi, kde dochádza k sedimentácii ílov s dobrými keramickými vlastnosťami. Tieto skutočnosti boli overené v ložisku Vyšný Petrovec a Točnica. V ložisku Točnica sa potvrdila dôležitosť dôkladného poznania podložia ložiska (čierne íly s uhoľným detritom).

Z. Hroncová: **Výsledky geologického prieskumu keramických surovín v Kremnických vrchoch**

S ryolitovým vulkanizmom Kremnických vrchov sú späté dve perspektívne ložiská keramických surovín — Dolná Ves a Čertov vrch. V centrálnej časti ložiska Dolná Ves je intenzita premien najvyššia, smerom k okrajom stupeň premeny klesá. Z technologického

hľadiska sú obidva zistené typy surovín vhodné na výrobu obkladačiek a keramických dlaždíc. Ložisko Čertov vrch má analogickú geologickú stavbu, ale odlišné minerálne zloženie. Prevláda tu kaolinit, surovina má vyšší podiel siltových zvyškov, nižšiu pevnosť a z toho vyplývajúce iné využitie.

Overené boli tiež prognózne územia bentonitov v okolí lokalít Kopernica, Rozsypová a Dolná Klapa a nádejný výskyt zeolitov mordenitového zloženia v okolí kóty Paseka.

S. Hruškovič: **Poznatky o ložiskách bazaltových hornín v Cerovej vrchovine**

V Cerovej vrchovine má bazaltový vulkanizmus značné rozšírenie. Z praktického hľadiska sú najdôležitejšie lávové prúdy a výlevy, ktoré majú najvhodnejšie chemické a minerálne zloženie. Nevýhodou sú nepriaznivé skrývkové pomery. Z mineralogického hľadiska je dôležité zastúpenie olivínu a plagioklasu, z hľadiska chemizmu je potrebné sledovať obsahy CaO, MgO, SiO_2 a Al_2O_3, ktoré majú zásadný význam pre tavenie. Ako najperspektívnejšie sa ukázali lokality Husiná, Trebeľovce, Veľké Lazy, Konrádovce. Doposiaľ sú nedostatočne preskúmané.

I. Varga, S. Horský, A. Hodermarská, A. Mihalič: **Výsledky prieskumu keramických surovín na východnom Slovensku**

Z hľadiska výskytu keramických surovín sa prognosticky zhodnocujú celé regióny. Komplexný výskum z faciálneho, mineralogického a kvalitatívno-technologického hľadiska sa realizoval v troch úlohách. V prvej sa overovali možnosti výskytu keramických surovín v Košickej a Rožňavskej kotline. Náplňou druhej úlohy bolo vyhľadávanie tehliarskych a keramických surovín vo flyšových oblastiach. Cieľom tretej úlohy bolo preveriť možnosti výskytu rôznych keramických surovín v južnej časti Slanských vrchov. Ako najzaujímavejšie sa ukázali nepremenené pyroklastiká, z ktorých sa frakcionáciou dá získať čistá pemza, kremeňovo-živcový koncentrát a ťažké minerály.

A. Hrnčár: **Nové poznatky o ložiskách stavebného kameňa v stredoslovenských neovulkanitoch**

Najvhodnejšou horninou na tento účel sa ukazuje andezit. Z hľadiska prognóz majú intruzívne dómy väčší význam než lávové prúdy, ktoré majú nepriaznivé skrývkové pomery, malú mocnosť a nevhodnú blokovitosť. Extruzívne dómy a intruzívne telesá majú menšie zastúpenie. Technologické vlastnosti zhoršujú procesy autometamorfnej premeny. Vyčlenených bolo niekoľko nádejných výskytov (Buriny, Stožok, Babiná, Sása, Krnišov-Tepličky a i.). Ťažbu stavebného kameňa je nutné orientovať aj na menšie lokality s vhodnou blokovitosťou.

Viliam Oružinský

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 20, číslo 2, máj 1988.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 23. 5. 1988.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca. P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1988.

Martin Chovan, Jozef Michálek

Bizmutín a tetradymit na Sb ložisku Dúbrava — **161** — Bismutite and tetradymite on the Dúbrava Sb deposit, Middle Slovakia

SÚHRNNÝ REFERÁT — GENERAL REPORT

Marie Palivcová

Walkerova hypotéza o vzniku měsíční a zemské kůry seriálním magmatismem — **169** — Walker's hypothesis of lunar and earth's crust formation

DISKUSIA — DISCUSSION

Dušan Hovorka

Typy magiem; význam termínov — **179** — Types of magmas; the meaning of the terms

Petr Jakeš

Diskuse k příspěvku D. Hovorky: Typy magiem; význam termínov — **183** — Discussion on contribution by D. Hovorka: Types of magmas; the meaning of the terms

AKTUALITY — NEWS

Ladislav Varga, Daniel Jadroň

Inžinierskogeologické a hydrogeologické práce na SVD Gabčíkovo — Nagymaros — **187** — Engineering geological and hydrogeological studies on the Gabčíkovo — Nagymaros hydroenergetic system

Ľubomír Zajac

Niektoré problémy stanovenia fónu v hydrogeochemickej prospekcii — **189** — Some problems of background determination in the hydrogeochemical prospecting

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — SOCIETY'S LIFE

Viliam Oružinský

Seminár Ložiská nerúd v neovulkanitoch — **191** — Seminary Deposits of non-metalliferous in neovolcanites.

Abstrakt z prednášky — **108** — Abstract of lecture

RECENZIA — BOOK REVIEW

Ján Babčan

Přírodní skla (V. Bouška et al.) — **160** — Natural glasses (V. Bouška et al.)

VYDAVATEL:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geofond Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Naftaľ, k. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Slovenský geologický úrad v Bratislave

49 374